



# Modelação de processos de rotura sísmica através de dados de observação da deformação superficial

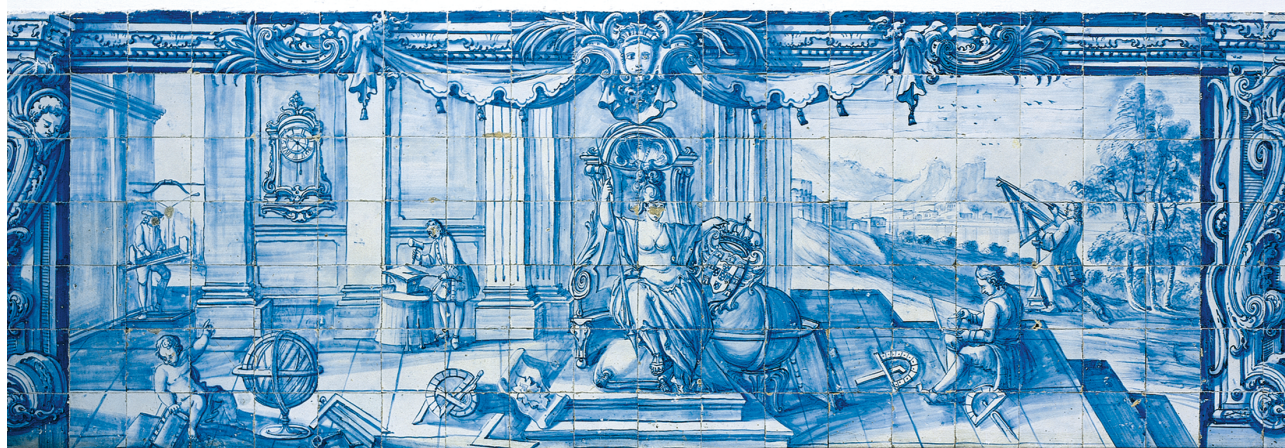
---

*Rúben José Chaves Miguel dos Santos*

Tese apresentada à Universidade de Évora  
para obtenção do Grau de Doutor em Ciências da Terra e do Espaço  
Especialidade: Geofísica

ORIENTADOR: Prof. Doutor Bento António Fialho Caeiro Caldeira

ÉVORA, Dezembro de 2013







# Resumo

---

Nesta dissertação foi desenvolvida uma metodologia baseada no cruzamento de diferentes técnicas e de dados geodésicos e sísmicos, para estudar o processo de rotura de sismos.

A metodologia consiste, numa primeira fase, em determinar o campo de deslocamento cossísmico produzido por um evento, através da técnica InSAR. Numa fase seguinte o modelo de deslocamentos cossísmicos é determinado através das equações de Okada utilizando o modelo de distribuição de deslizamentos obtido pela inversão das formas de onda registadas em estações de banda larga a distâncias telessísmicas. Para comparar o modelo de deslocamentos cossísmicos com o interferograma é aplicado um algoritmo que projeta os deslocamentos do modelo na direção do satélite e de seguida procura a região homóloga entre esse modelo e o interferograma, pelo cálculo da máxima correlação entre ambas as regiões, que resulta também na relocalização da fonte. O processo de inversão/modelação da deformação/comparação é repetido iterativamente até se conseguirem bons ajustes simultaneamente nos dados sísmicos e geodésicos.

Esta metodologia foi aplicada no estudo dos sismos ocorridos a 12 de janeiro de 2010 no Haiti; a 22 de fevereiro de 2006 em Moçambique; e a 21 de maio de 2003 na Argélia.

No estudo do sismo ocorrido no Haiti foi utilizado um par interferométrico do sensor ALOS-PALSAR, relativo à órbita descendente 447, onde foi medido o deslocamento máximo de ~70 cm na direção do satélite. O conjunto de 32 registos das formas de onda permitiu obter o modelo de rotura e respetivos deslocamentos superficiais, para quatro soluções de parâmetros da geometria da falha. Após a comparação entre os modelos de deslocamentos e o interferograma é concluído que os parâmetros que melhor justificam a deformação observada no interferograma são: a falha orientada segundo um azimute de 262°, com uma inclinação de 42° para norte e um rake médio de 42°.

No estudo do sismo de Moçambique foi usado um par interferométrico do satélite ENVISAT e um conjunto de 36 registos telessísmicos. Desta forma foi possível concluir que a rotura ocorreu na direção 165°N numa falha com inclinação de 76° para oeste e os deslizamentos ocorreram com um rake médio de 90°, sobre uma falha com um comprimento de 40.6 km por 29 km de largura. Neste modelo de rotura foi obtido o momento sísmico de  $3.9 \times 10^{19}$  Nm, com um deslizamento máximo de 4.1 m próximo do hipocentro. A modelação dos deslocamentos cossísmicos representa bem os deslocamentos observados no terreno e medidos no interferograma.

Para o estudo do sismo de Zemmouri-Boumedès foram utilizados alguns pares interferométricos do satélite ENVISAT, as medições realizadas ao longo da costa da Argélia e um conjunto de 28 registos das formas de onda. Os interferogramas revelaram uma fraca coerência, mas mesmo assim foi possível observar 19 franjas (~53 cm) a oeste de Boumerdès. Os parâmetros que justificam os deslocamentos cossísmicos são: *strike*=64°; *dip*=50°; *rake*=97°. Este modelo permite gerar a sobre-elevação observada ao longo da costa, como a configuração das franjas interferométricas. O plano desta solução localiza-se no mar, a 9 km da linha de costa e o respetivo epicentro está localizado no mar.

Palavras chave: Fonte sísmica, InSAR, Dados telessísmicos, Inversão, Modelação da deformação cossísmica.



Modelling of active internal processes through observation data of surface deformation.

## Abstract

In this dissertation a methodology that consists of the cross of different techniques and geodetic and seismic data, to study the earthquake rupture process was developed.

The methodology consists initially in determining the field of co-seismic displacements caused by an event using the InSAR technique. In a next step the co-seismic displacements model is determined by the equations of Okada using the model of rupture obtained from the inversion of waveforms recorded in the broadband stations at teleseismic distances. To compare the co-seismic displacement model with the interferogram is applied an algorithm that project the model of the displacements toward the satellite and is then applied to search the homologous region between the two region, which also results the re-location of the source. The process of inversion/modeling of the deformation/comparison is repeated iteratively until achieving good adjustments in both seismic and geodetic data.

This methodology was applied in the study of the earthquakes that occurred on January 12, 2010 in Haiti, on February 22, 2006 in Mozambique, and on May 21, 2003 in Algeria.

In the Haiti earthquake study an interferometric pair of the ALOS-PALSAR sensor of the descending orbit 447 was used, where it was measured the maximum co-seismic displacement of  $\sim 70$  cm in the direction of the satellite. The set of 32 registers of the waveforms allows obtaining the model of the rupture and the displacements on the earth surface, for four solutions with different geometries parameters. After comparing the models of the displacements with the interferogram is concluded that the parameters that better explain the deformation observed in the interferogram is the fault azimuth of  $262^\circ$  with an inclination of  $42^\circ$  north and the rupture occurred with an rake of  $42^\circ$ .

In the Mozambique earthquake study was used an interferometric pair of the ENVISAT satellite and a set of 36 teleseismic registration. Thus it was concluded that the rupture occurred with an azimuth of  $165^\circ$  North with an inclination of  $76^\circ$  westward, the slip occurred with a rake of  $90^\circ$ , on a fault with a length of 40.6 km to 29 km wide. The seismic moment obtained was  $3.9 \times 10^{19}$  Nm, the maximum slip was 4.1m near the hypocenter and the model of the displacements is well fit to the co-seismic displacements observed on the coastline and in the measurements in the interferogram.

To study the earthquake Zemmouri-Boumedès were used some interferometric pairs of the ENVISAT satellite, the measurements along the coastline of Algeria and a set of 28 records of waveforms. The interferograms revealed a low coherence, but it was still possible to observe 19 fringes ( $\sim 53$  cm) west of Boumerdès. The parameters that better justify the co-seismic displacements are strike= $64^\circ$ , dip= $50^\circ$ , rake= $97^\circ$ . This model allows us to cause the uplift observed along the coastline, such as the configuration of the interferometric fringes. The plan of this solution is located at the sea, 9 km of coastline and also its epicenter is located at the sea.

Keywords: Seismic source; InSAR, Teleseismic data, Inversion, Modeling co-seismic deformation;



# Agradecimentos

---

A concretização deste trabalho só foi possível devido ao contributo de várias pessoas e instituições. Assim, dirijo o primeiro agradecimento ao meu orientador, Professor Doutor Bento Caldeira, cujo apoio e objetividade me fizeram superar as dificuldades iniciais; pela sua permanente disponibilidade, amabilidade e pela sua compreensão e apoio científico ímpar, o qual resultou numa enorme motivação e num estímulo intelectual.

A equipa de sismologia do Centro de Geofísica de Évora (CGE) constituída pelo Prof. Doutor Bento Caldeira, Prof. Doutor Mourad Bezzenghoud e Prof. Doutor José Borges, foi fundamental para a conclusão deste doutoramento, onde sempre opinaram de forma construtiva com o intuito de melhorar o trabalho realizado.

Agradeço, também ao CGE como membro do grupo de Geofísica interna/Sismologia por ter fornecido as condições que tornaram possível alcançar os objetivos desta dissertação. Por ter permitido a integração em projetos internacionais relevantes, assim como o contato com os respetivos investigadores. Desses projetos à que realçar o GOMED, por ter financiado a minha deslocação à *École Normale Supérieure (ENS) - Paris*, permitindo desta forma o contato com investigadores experientes no processamento de dados GNSS, SAR e na área de modelação da deformação cossísmica. Relativamente a este projeto agradeço ao Doutor Alexis Rigo, coordenador do projeto GOMED, que recomendou a realização de um estágio na ENS com vista ao desenvolvimento das minhas competências no processamento InSAR com o software ROIPAC, com a equipa liderada pelo Doutor Pierre Brióle.

Uma vez mais, um grande agradecimento ao CGE, por ter financiado a minha deslocação a Boulder através do projeto PEst-OE/CTE/UI0078/2011, no estado do Colorado dos Estados Unidos da América, para a frequência do *curso de introdução ao InSAR* nas instalações do UNAVCO, ministrado pelos investigadores Doutor Paul Rosen, coordenador da equipa de investigação de InSAR do *Jet Propulsion Laboratory (JPL)* da *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* e Professor no *California Institute of Technology (Caltech)*; Doutor Eric Fielding, investigador do JPL e Doutor Matthew Pitchard, Professor na Universidade Cornell. Este curso contribuiu para a minha evolução no que diz respeito ao processamento



InSAR com o *software* ROIPAC. Também foi possível trocar algumas impressões com diferentes investigadores sobre o processamento InSAR e a respetiva análise dos resultados do processamento InSAR. Esta deslocação ficou em parte a dever-se ao suporte financeiro da minha estadia em Boulder, por parte da instituição UNAVCO e ao apoio de Jaime Magliocca, da Diretora Doutora Donna Charlevoix e da Presidente Doutora Meghan Miller.

Esta dissertação teve o apoio da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através da bolsa SFRH/PROTEC/67401/2010 que permitiu uma maior dedicação aos trabalhos de doutoramento enquanto docente do Instituto Politécnico de Beja.

Este trabalho de dissertação só foi possível através do projeto de Categoria 1 (ID6344) submetido à *European Space Agency* (ESA), que permitiu o acesso aos dados SAR dos satélites da ESA e aos dados do *Group on Earth Observation* (GEO) *Hazard Projects – Supersites*.

Não podendo deixar de agradecer ao Instituto Hidrográfico e à chefe da Divisão de Geologia Marinha, Doutora Aurora Bizarro, pela compreensão e pelas condições oferecidas no culminar da redação desta dissertação.

Por fim, mas não menos importante, dedico este trabalho aqueles que mais sentiram a minha ausência e que sempre me apoiaram com enorme paciência ao longo destes anos, são eles, os meus pais, a minha irmã e a minha namorada.

# Índice

---

<b>Resumo .....</b>	<b>i</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>iii</b>
<b>Agradecimentos.....</b>	<b>v</b>
<b>Índice.....</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de tabelas .....</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de figuras.....</b>	<b>xi</b>
<b>Acrónimos.....</b>	<b>xvii</b>
<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivo da dissertação .....	3
1.2. Zonas de estudo .....	4
1.3. Publicação de resultados.....	6
1.4. Estrutura da dissertação.....	7
<b>2. Fundamento teórico .....</b>	<b>9</b>
2.1. RADAR de Abertura Sintética.....	9
2.1.1. História e evolução do RADAR .....	9
2.1.2. Princípio de funcionamento dos Sistemas RADAR.....	13
2.1.3. Princípio do Radar de Abertura Sintética – SAR.....	15
2.1.4. Processamento SAR – Formação da imagem SLC.....	19
2.2. InSAR .....	25
2.2.1. Evolução histórica.....	25
2.2.2. O princípio da técnica InSAR.....	26
2.3. Processamento InSAR .....	28
2.3.1. Co-Registo.....	28
2.3.2. Fase interferométrica .....	30
2.3.3. Interferometria SAR diferencial através de passagem repetida.....	33
2.3.4. Desenrolamento da fase interferométrica .....	36
2.3.5. Coerência .....	37
2.4. Modelação de fontes sísmicas .....	39
2.4.1. Introdução .....	39
2.4.2. Dados sísmicos e os mecanismos focais.....	40
2.4.3. Modelo de forças equivalentes .....	43
2.4.4. Geometria e sistema de coordenadas.....	44
2.4.5. Modelos de fonte pontual e função temporal.....	46
2.4.6. Método de Kikuchi e Kanamori.....	47
2.4.7. Método de distribuição dos deslizamentos .....	49
2.5. Modelação de deslocamentos superficiais .....	52
<b>3. Metodologia.....</b>	<b>55</b>
3.1. Dados SAR .....	56
3.2. Dados sísmicos .....	61
3.2.1. Aquisição de dados e o seu tratamento .....	61
3.2.2. Inversão das formas de onda e obtenção dos modelos de rotura.....	64
3.2.3. Modelação dos deslocamentos superficiais.....	66
3.2.4. Projeção das componentes dos deslocamentos superficiais segundo a direção do satélite.....	67

3.3. Procura pela melhor localização por ajuste entre os interferogramas observado e sintético .....	68
<b>4. Sismo de 12 de janeiro de 2010, Haiti. ....</b>	<b>71</b>
4.1. Introdução .....	71
4.2. Dados .....	77
4.2.1. Dados SAR e DEM .....	77
4.2.2. Dados GPS.....	79
4.2.3. Dados sísmicos .....	79
4.3. Deslocamentos na superfície a partir dos dados SAR.....	80
4.4. Modelo de rotura – inversão da forma de onda .....	84
4.5. Modelo de deslocamentos da superfície terrestre.....	86
4.6. Discussão.....	91
<b>5. Sismo (Mw7.0) de 22 de fevereiro de 2006, Moçambique.....</b>	<b>95</b>
5.1. Introdução .....	95
5.2. Estado de arte .....	100
5.2.1. Observação e medição de campo.....	100
5.2.2. Modelos de rotura.....	102
5.3. Dados .....	103
5.3.1. SAR.....	103
5.3.2. Dados Sísmicos.....	104
5.4. Deslocamentos na superfície e Resultados .....	105
5.4.1. InSAR .....	105
5.4.2. Modelo de rotura .....	107
5.4.3. Campo de deslocamentos superficial calculado .....	109
5.5. Discussão.....	111
<b>6. Sismo de 21 de maio de 2003 em Zemmouri-Boumerdès .....</b>	<b>115</b>
6.1. Introdução .....	115
6.3. Dados .....	123
6.3.1. SAR.....	123
6.3.2. Sísmicos .....	123
6.4. Processamento e Resultados InSAR.....	123
6.5. Inversão da forma de onda .....	125
6.6. Modelação da deformação cossísmica .....	130
6.7. Discussão.....	136
<b>7. Conclusão .....</b>	<b>141</b>
Haiti.....	141
Moçambique.....	143
Argélia .....	144
Considerações finais.....	146
<b>8. Referências .....</b>	<b>147</b>
<b>Anexos.....</b>	<b>161</b>

# Lista de tabelas

---

Tabela 2.1. Comprimento de onda e frequências das bandas espectrais. ....	12
Tabela 3.1. Principais comandos que controlam os passos do processamento. ....	57
Tabela 4.1. Parâmetros geométricos publicados por outros autores. Azimute (strike), inclinação ( <i>dip</i> ) e a direção média dos deslizamentos das sub-falhas ( <i>rake</i> ). ....	77
Tabela 4.2. Função temporal da fonte, o mecanismo e o modelo de rotura (estrela preta – localização do hipocentro do modelo) para os parâmetros das soluções da Tabela 4.1.....	85
Tabela 5.1. Parâmetros geométricos do plano da falha. ....	95
Tabela 5.2. Pares interferométricos disponíveis para a área em estudo, relativos ao satélite ENVISAT e respectivas bases perpendiculares e o tempo entre as aquisições em dias. ....	104
Tabela 6.1. (lon, lat) posição do epicentro em coordenadas geográficas WGS84; $H_0$ representa a profundidade do hipocentro; Strike é o azimute da rotura; Dip é a inclinação do plano da falha; Rake é o ângulo médio da direção da rotura; $M_0$ é o momento sísmico. ....	119





# Lista de figuras

---

Figura 2.1. Cronologia do lançamento de satélites com sensores SAR organizados pelo seu comprimento de onda (banda L, C, X) .....	11
Figura 2.2. Diversos exemplos da interação da radiação com diferentes tipos de materiais (Adaptado de Rosen, 2012).....	12
Figura 2.3. Transmissividade da atmosfera em relação ao comprimento de onda da radiação. (Imagem adaptada )......	13
Figura 2.4. Geometria de aquisição dos dados SAR, segundo a direção da trajetória da antena do sensor (azimute). O comprimento físico da antena está representado por $L$ ; $\theta$ é o ângulo de visada do sensor e $i$ é o ângulo de incidência em relação à vertical do lugar. ....	14
Figura 2.5. Princípio da abertura sintética. Enquanto o sensor se desloca entre os instantes $t_e$ (entrada no objeto) e $t_s$ (saída do objeto), o mesmo objeto é iluminado segundo um ângulo de abertura da antena $\beta$ , devido à dimensão física da antena. Segundo este princípio, o objeto P é iluminado pela radiação de uma antena com a dimensão sintética $L$ , determinada através da velocidade do sensor ( $V$ ) e o intervalo de tempo $\tau_p = t_s - t_e$ (Catita, 2007). ....	15
Figura 2.6. Princípio da compressão em alcance (adaptado de Catita, 2007). ....	18
Figura 2.7. Características da onda chirp do sensor SAR do satélite ERS-1. ....	19
Figura 2.8. Fluxograma da compressão dos dados SAR em alcance. ....	22
Figura 2.9. Fluxograma da migração em alcance e compressão em azimute.....	23
Figura 2.10. Experiência de Young. $S$ é a localização da fonte pontual de luz; $S_1$ e $S_2$ são as duas aberturas verticais; No plano de projeção são observadas as bandas escuras e brilhantes, provocadas pela interferência (Adaptado de Rosen, 2012).26	
Figura 2.11. Geometria InSAR de passo repetido. $S_M$ e $S_S$ representam as posições do sensor em diferentes épocas, onde o ponto P sofreu um deslocamento de $r$ (Catita, 2007). ....	34
Figura 2.12. Geometria da projeção do deslocamento na direção LOS. $ALD$ é a direção de visada do sensor. $i$ é o ângulo de incidência do sinal no solo, em relação à vertical do lugar. $\alpha_h$ , azimute da direção do sensor.....	35

Figura 2.13. Fase relativa (traço tracejado) e Fase desenrolada (traço contínuo), (Catita, 2007). .....	36
Figura 2.14 Esquematisação do hemisfério inferior focal. Consideram-se quatro estações e os seus registos sísmicos, localizadas conforme a região fosse de compressão (+) ou dilatação (-). À Direita estão representados o padrão de radiação e o mecanismo focal (Caldeira, 2005).....	42
Figura 2.15. Diagrama dos mecanismos focais em relação ao movimento dos blocos. ....	42
Figura 2.16. Esquema de duplo par de forças aplicado numa rotura (Caldeira, 2005). ....	43
Figura 2.17. Referencial cartesiano com origem no epicentro e orientado segundo as direções do norte e de este, onde está representado o plano de falha com um deslizamento D. Os restantes parâmetros angulares permitem definir a geometria do plano de falha, o mecanismo de rotura e o raio sísmico (Caldeira, 2005).....	45
Figura 2.18. À esquerda estão representadas diversas representações de funções deslizamentos em fontes pontuais; à direita estão representadas as funções temporais da fonte, com a duração do deslizamento. 1) função impulsiva; 2) função retangular; 3) função triangular e 4) função trapezoidal (Caldeira, 2005). ....	47
Figura 2.19. Referencial sobre o plano de falha com origem no hipocentro, representado pela estrela. A grelha está representada pelos nós que ocupam a posição central de cada sub-falha. Esquema da modelação através de uma função temporal triangular com três janelas (Caldeira, 2005).....	50
Figura 2.20. Sistema de coordenadas cartesianas (Adaptado de Kikuchi e Kanamori, 1985). ....	53
Figura 3.1. Janelas com o registo das componentes vertical (BHZ) e transversa (T) dos registos de banda larga da estação POHA da rede IRIS, relativamente ao sismo do Peru de 23 de junho de 2001. Onde é possível verificar a chegada das ondas P e S, nas componentes vertical e transversa, respetivamente (Caldeira, 2005).....	62
Figura 3.2. Trajeto das ondas P e S com a representação das componentes ao longo do trajeto entre o hipocentro (estrela) e a estação sísmica (triângulo).....	63

Figura 3.3. Modelo PREM, variação da velocidade das ondas P e S em função da profundidade, da densidade, da aceleração da gravidade, da pressão e algumas propriedades elásticas no interior da Terra. ....	65
Figura 3.4. Exemplo tridimensional do resultado da superfície terrestre deformada por uma rotura representada através de um plano de falha, localizada no interior de um meio elástico. ....	66
Figura 3.5. Modelo recortado (à direita) e interferograma com a localização da região de correlação máxima (à esquerda). ....	69
Figura 3.6. Recorte da região do epicentro do modelo de deslocamentos (em cima). Região de máxima correlação do interferograma (no meio) e diferença entre o recorte do modelo e região de máxima correlação do interferograma (em baixo). ....	70
Figura 4.1. Tectónica de placas da região caribean e localização dos epicentros agrupados por profundidades (Calais et al., 2010). ....	71
Figura 4.2. Sismos e tectónica de placas ocorridos na região do epicentro do evento de 2010, localizado pela estrela verde (Calais et al., 2010).....	72
Figura 4.3. Localização das observações de campo da sobre-elevação da costa do Haiti após o sismo. Deslocamento máximo observado em Beloc (Hayes et al., 2010). ....	75
Figura 4.4. A área do estudo está identificada pelo polígono cor de laranja; a linha verde identifica a falha Enriquillo; os triângulos vermelhos localizam os vértices da Rede GNSS. ....	78
Figura 4.5. Modelo Digital de Terreno (SRTM) para a zona de início de rotura.....	79
Figura 4.6. Localização das estações telessísmicas utilizadas neste estudo, identificadas pelos triângulos vermelhos; a estrela preta localiza o epicentro. ....	80
Figura 4.7. Interferograma de fase desenrolada (em cima); perfil vertical localizado pela linha preta (~20 km de extensão) e desenhado na figura em baixo; falha Enriquillo identificada pela linha vermelha. ....	81
Figura 4.8. Coerência do interferograma – órbita 447 .....	82
Figura 4.9. Interferograma sem fase topográfica (à esquerda); interferograma georreferenciado com erro orbital (ao meio) e interferograma georreferenciado com a <i>baseline</i> reestimada (à direita). ....	82

Figura 4.10. Região de máxima correlação entre o modelo e o interferograma. À direita está a diferença entre o modelo e o interferograma (escala de cores em centímetros). .....	87
Figura 4.11. Localização geográfica do modelo de deslocamentos na superfície na direção LOS (de cima para baixo: solução 1, 2, 3 e 4) e a respetiva localização do epicentro (estrela branca). À direita encontram-se as diferenças entre o modelo e o interferograma.....	90
Figura 4.12. Epicentros dos modelos (S1, S2, S3 e S4) identificados pelo símbolo pequeno. O símbolo de maiores dimensões identifica os epicentros publicados por Mercier de Lépinay et al., (2011) e pelo NEIC. A linha branca é a representação da localização da falha de Enriquillo.....	91
Figura 5.1. Círculos verdes representam a sismicidade instrumental (USGS); linha vermelha representa a junção tripla entre as placas da Núbia, Arábia e Somália; Os polígonos cor de laranja e cinzento representam os ramos ocidental e oriental do Rifte Este Africano, respetivamente; estrela vermelha representa a localização do epicentro deste evento sísmico. ....	97
Figura 5.2. Comparação entre as velocidades da placa da Somália (Calais et al., 2006). .....	98
Figura 5.3. Sismicidade em Moçambique (catálogo do USGS). .....	100
Figura 5.4. Levantamento da rotura superficial e respetivos deslocamentos verticais observados por Fenton e Bommer (2006). A e B representam as regiões onde foram realizadas as medições da rotura superficial. ....	101
Figura 5.5. Mapa azimuthal centrado no epicentro do sismo de Moçambique de 2006, com a distribuição espacial das estações (triângulos vermelhos). ....	104
Figura 5.6. Interferograma com a localização da rotura (linha vermelha) da Figura 1a; a estrela vermelha é a localização do epicentro do NEIC e a estrela amarela é a localização do epicentro do USGS. Interferograma com escala de $\pi$ a $-\pi$ . Na imagem amplificada as franjas encontram-se digitalizada (linhas pretas), onde os números com o fundo a preto são a contagem das franjas do lado oeste da rotura (13 franjas) e os números com o fundo azul são a contagem das franjas do lado este da rotura (19 franjas). ....	106

Figura 5.7. Função temporal da fonte; mecanismo da rotura; modelo de rotura (estrela preta – localização do hipocentro): a) modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012.....	108
Figura 5.8. Modelo de deslocamentos superficiais; no lado esquerdo: os deslocamentos na direção do satélite (em centímetros); no lado direito: o interferograma sintético (em centímetros). A estrela branca localiza o epicentro deste sismo (NEIC). a) modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012.....	110
Figura 5.9. A – Localização dos perfis na região da rotura superficial (Linha vermelha); 1, 2, 3 e 4 – Perfil vertical. Escala horizontal em graus e a escala vertical em centímetros. ....	113
Figura 6.1. Localização dos sismos históricos de magnitude superior a 4.5 e de intensidade superior a VIII, ocorridos na região norte da Argélia. A estrela preta localiza o epicentro do sismo de 21 de maio de 2003. ....	116
Figura 6.2. Cidades costeiras do norte da Argélia e localização dos epicentros do sismo de 21 de maio e respetivas réplicas com magnitudes compreendidas entre 2.0 e 5.5.....	117
Figura 6.3. Localização das medições de sobre-elevação da costa e respetivo perfil vertical com os deslocamentos observados por Meghraoui et al. (2004).. ....	120
Figura 6.4. Mapa com a relocalização das réplicas. As estações sísmicas representadas pelos triângulos azuis são do CRAAG e os encarnados são do CGS. A estrela encarnada representa a localização do epicentro do sismo. A linha verde representa a orientação da maioria das réplicas (~60°) e a linha encarnada representa a orientação das réplicas paralelas à falha Thenia (Ayadi et al., 2008). ....	122
Figura 6.5. Interferogramas de fase enrolada, a) track 244, órbita ascendente, relativo às imagens adquiridas 2003/03/06 e a 2003/07/24; b) track 337, órbita descendente, relativo às imagens adquiridas 2003/02/06, 2003/06/26 .....	124
Figura 6.6. No topo do lado esquerdo está a função temporal da fonte; no centro o mecanismo e na direita está o modelo de distribuição dos deslizamentos máximos (modelo de rotura da solução 1) em que a escala de cores está em metros. Em baixo está representada a evolução temporal da rotura. ....	127



Figura 6.7. No topo do lado esquerdo está a função temporal da fonte; no centro o mecanismo e na direita está o modelo de distribuição dos deslizamentos máximos (modelo de rotura da solução 2) em que a escala de cores está em metros. Em baixo está representada a evolução temporal da rotura. ....	129
Figura 6.8. Localização planimétrica dos perfis paralelos à linha de costa sobrepostos ao modelo de deslocamentos verticais a) solução 1; b) solução 2. O retângulo de cor castanha representa a falha sísmica e a estrela vermelha representa a localização do epicentro. A linha vermelha representa a localização do perfil que melhor se ajusta às observações da sobre-elevação da costa. A numeração dos perfis está representada pelo primeiro (1) e o último (10).....	131
Figura 6.9. Gráfico com os perfis verticais e respetivas medições de sobre-elevação da costa; a) Solução 1 – strike 64° e b) solução 2 – strike 256°. ....	132
Figura 6.10. Modelo da componente vertical do campo de deslocamento e interferograma sintético calculados para a) solução 1; b) e solução 2. A estrela vermelha representa a relocalização do epicentro (Bounif et al., 2004); a estrela verde representa o epicentro do modelo. A linha vermelha representa a localização da falha defendida por Déverchère et al. (2005).....	134
Figura 6.11. Franjas interferométricas digitalizadas do interferograma do track 244. A localização do epicentro (Bounif et al., 2004) está representada pela estrela vermelha.....	135

# Acrónimos

---

ALD – Azimuth Look Direction  
ALOS – Advanced Land Observing Satellite  
ASAR – Advanced Synthetic Aperture Radar  
CCRS – Canada Center for Remote Sensing  
CGE – Centro de Geofísica de Évora  
CGS – Algerian earthquake engineering research center  
CRAAG – Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique  
CSEM – Centre Sismologique Euro-Méditerranéen  
DEM – Digital Elevation Model  
DGN – Direcção Nacional de Geologia  
DInSAR – Differential InSAR  
DLR – Deutsches Zentrum Fur Luft-und Raumfahrt  
DPF – Duplo par de forças  
EMSC – Centro Sismológico Europeu-Mediterrâneo  
ENVISAT – Environmental Satellite  
EPGFZ – Zona do sistema de falhas de Enriquillo  
ERS – European Remote-Sensing Satellite  
ESA – Agência Espacial Europeia  
FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia  
fft – Fast Fourier Transform  
fge – Função de Green empírica  
FTF – Função Temporal da Fonte  
ftp – File Transfer Protocol  
GEO – Group on Earth Observation  
GPS – Global Positioning System  
GNSS – Global Navigation Satellite System  
InSAR – Interferometric Synthetic Aperture Radar  
IRIS – Incorporated Research Institutions for Seismology  
JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency  
JERS – Japan Earth Resources Satellite

JPL – Jet Propulsion Laboratory  
LOS – Line-of-Sight  
MDT – Modelo digital de terreno  
NASA – National Aeronautics and Space Administration  
NASDA – National Space Development Agency of Japan  
NEIC – National Earthquake Information Center  
OBS – Ocean-bottom seismometers  
ORFEUS – Observatories and Research Facilities for European Seismology  
PALSAR – Phased Array Type L-Band SAR  
PRF – Pulse Repetition Frequency  
PSInSAR – Permanent scatterers InSAR  
RADAR – RADio Detection And Ranging  
RAR – Sistemas Radar de abertura Real  
RD – Range-Doppler  
ROIPAC – Repeat Orbit Interferometry PACkage  
SAC – Seismic Analysis Code  
SAR – Synthetic Aperture Radar  
SIR – Shuttle Image Radar  
SLAR – Side-looking airborne radar  
SLC – Single Look Complex  
SLR – Side-looking airborne radar  
SNAPHU – Statistical-Cost Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping  
SPF – Simples Par de Forças  
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission  
USGS – United States Geological Service  
WGS84 – World Geodetic System 1984

# 1. Introdução

---

De acordo com os dados do *United States Geological Service* (USGS), nos últimos dez anos a população mundial experimentou o efeito de cinco dos vinte e um mais devastadores sismos ocorridos desde 1900, onde milhares de pessoas perderam a vida: Sumatra, 2004; Paquistão, 2005; China, 2008, Haiti, 2010 e Chile, 2010. Todos estes eventos tiveram origem em falhas reguladas por sistemas tectónicos complexos. A sua ocorrência levanta invariavelmente questões como: qual o tempo de recorrência destes sismos? Pode um único evento romper em toda a extensão da falha que lhe deu origem? A variabilidade da sismicidade numa região é prenúncio de grandes eventos, ou, pelo contrário, significa que se está a desenvolver um movimento assísmico libertador de tensões? A resposta a estas questões passa necessariamente por uma boa aptidão para medir e interpretar os movimentos da superfície terrestre.

A interpretação das deformações da crosta terrestre e sua relação com os sismos e movimentos produzidos em falhas sísmicas, é um campo de investigação que ocupa a comunidade científica desde que Gilbert (1909) e Reid (1911) apresentaram os modelos que sustentam as concepções actuais sobre a dinâmica dos sismos. Okada (1985, 1992), teve um importante papel no desenvolvimento deste ramo ao fazer a revisão de todos os trabalhos publicados sobre a modelação da deformação a partir do movimento de falhas (Steketee, 1958; Rongved e Frasier, 1958; Chinnery, 1961; Savage e Hastie, 1966), apresentando e criando uma normalização de métodos que ainda hoje é usada (Bezzeghoud et al., 1995).

A utilização da forma de onda para a reconstituição da cinemática da rotura sísmica constitui uma classe de técnicas de inversão cujos primeiros esboços surgiram em estudos teóricos como os de Helmberger (1974) ou Hartzell et al. (1978) ou em aplicações a situações reais como os trabalhos de Langston (1978); Heaton (1982) sobre o sismo de San Fernando de 1971 ou Bezzeghoud e Buforn (1999) sobre sismos da zona Ibero-Magrebiana. Os Métodos de inversão evoluíram, e hoje através dos métodos globais, como *simulated annealing* (Ihmlé, 1998), *genetic*, (Hernandez et al., 2001) ou *Neighbourhood*, (Sambridge, 1999), tem sido possível alargar o estudo da fonte, não só em termos de complexidade dos parâmetros a estimar como à

diversidade de dados a usar, onde se incluem os dados geodésicos (eg. Delouis et al., 2002; Bos et al, 2004; Zhang et al., 2008).

As técnicas geodésicas que se adequam à determinação da deformação da superfície são: o Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS - Global Navigation Satellite System) e a Interferometria de Radar de Abertura Sintética (InSAR - Interferometric Synthetic Aperture Radar). Na determinação do campo de deformação, é necessária uma alta resolução espacial, requisito que não é economicamente atingível pela técnica GNSS. As soluções para este problema podem estar na introdução de uma rede mais densa em regime de funcionamento periódico, que permita uma resolução espacial suficiente para este tipo de estudos, ou a integração dos dados GNSS com os dados InSAR.

Massonnet et al. (1993) mediram pela primeira vez a deformação cossísmica produzida pelo sismo ( $M_w=7.3$ ) de Landers, que ocorreu na Califórnia em 1992, através da técnica InSAR. Nesse estudo ficou provada a potencialidade que esta técnica apresenta para a deteção e medição precisa, na ordem centimétrica, dos movimentos do solo a partir de imagens *Synthetic Aperture Radar* (SAR) adquiridas a cerca de 800 km da superfície terrestre. Desde então, a técnica InSAR foi aplicada a diversos estudos de fenómenos da superfície terrestre, sendo a área dos riscos naturais uma área privilegiada para a sua aplicação, como por exemplo estudos da deformação superficial provocada por sismos, por vulcões, por deslizamentos de terras, deformações pré-sísmicas, pós-sísmica, entre outros (Massonnet e Feigl, 1998).

A informação obtida através da técnica InSAR é muito útil para caracterizar com precisão o campo da deformação provocada por sismos, em locais onde, muitas vezes, é inexistente qualquer outro tipo de dados. A técnica InSAR evoluiu e na atualidade é aplicada com êxito em diversas situações, nomeadamente, para avaliar os movimentos lentos, como os movimentos intersísmicos e pós-sísmicos (Çakir et al., 2005). Na base desta evolução está a técnica de processamento PSInSAR (*Permanent scatterers* InSAR) que consiste na utilização de um conjunto de interferogramas e diversos refletores consistentes e reconhecidos ao longo do tempo (Ferretti et al., 2000; Bürgmann et al., 2006).

Apesar do enorme desenvolvimento tecnológico e científico das últimas décadas nos mais variados domínios, um assunto que constitui ainda um dos grandes desafios da ciência é o da caracterização precisa e inequívoca dos processos físicos



que ocorrem nas profundezas da Terra, em locais inacessíveis à observação direta, a partir da interpretação das manifestações registradas à superfície.

## 1.1. Objetivo da dissertação

O primeiro objetivo, desta dissertação, é o desenvolvimento de uma metodologia baseada no cruzamento de técnicas que utilizam dados de naturezas diferentes, e através dela aperfeiçoar a interpretação de alguns pormenores dos processos de rotura dos sismos, ainda mal resolvidos. Concretamente a metodologia proposta começa por calcular, a partir de dados SAR, os interferogramas que registam os deslocamentos cossísmicos e daí estimar a geometria e dimensão da rotura. Posteriormente esse padrão geométrico é usado para constranger a inversão da forma de onda com a qual se calcula o modelo de rotura mediante a distribuição espaço temporal de deslizamentos sobre o plano de falha. Finalmente, mediante a aplicação de uma técnica de iteração em grelha, os modelos calculados por inversão são simultaneamente aferidos da sua capacidade para reproduzirem os dados de natureza sísmica e geodésica e usados para a relocalização geográfica do modelo de deslocamentos em questão. Desta forma não só é calculado o modelo que melhor reproduz os dados como a sua localização geográfica precisa.

O segundo objetivo desta dissertação é aplicar esta metodologia ao estudo da fonte de três diferentes tipos de sismos de elevada magnitude: a) o sismo do Haiti de 12 de janeiro de 2010 ( $M_w=7.0$ ) – do tipo desligamento; b) o sismo de Moçambique de 22 de fevereiro de 2006 - do tipo normal; c) o sismo de Zemmouri-Boumerdès de 2003 - do tipo inverso. Assim, pretende-se que este estudo possa de alguma forma contribuir para melhorar a compreensão dos complexos processos de rotura que justificam as várias manifestações cossísmicas observadas na superfície.

Da leitura das diversas publicações sobre cada um dos eventos em estudo, constatou-se a complexidade dos processos e a dificuldade que existe em os interpretar a partir da enorme diversidade das suas manifestações. É uma problemática que claramente transparece na falta de consenso, manifestada pela diversidade de diferentes modelos de rotura para os mesmos eventos. Nos trabalhos lidos, verificam-se divergências a todos os níveis, desde ligeiras diferenças nos parâmetros geométricos das falhas, até diferenças de fundo que podem chegar à

apresentação de modelos completamente distintos e até com localizações diferentes. As divergências detetadas, só por si, constituem um assunto pertinente de análise. A partir delas é possível idealizar um estudo com potencial de contributo positivo para o conhecimento científico e compreensão de roturas de extrema complexidade.

## 1.2. Zonas de estudo

Relativamente ao evento de 2010 no Haiti, foi constatado que foram efetuadas várias abordagens para o conhecimento desta fonte, mediante a utilização de diferentes algoritmos e tipologia de dados. Calais et al. (2010) geraram um modelo de rotura através de dados GNSS, utilizando o método de modelação *Block Modelling*. Hayes et al. (2010) realizaram uma inversão conjunta com o algoritmo *simulated-annealing*, através de dados SAR, Telessísmicos e as medições de sobre-elevação da costa. Mercier de Lépinay et al. (2011), também realizaram uma inversão conjunta e constrangeram o modelo de falha finita com dados telessísmicos e de SAR. Desta diversidade de trabalhos surgiram diferentes modelos. Desta forma, com o intuito de estudar este evento, foram testados os parâmetros dos diferentes modelos publicados, através de uma diferente abordagem, onde os dados foram reprocessados através dos mesmos métodos de modelação, para os diferentes parâmetros. Neste trabalho foi possível obter resultados ímpares, e chegar a conclusões que podem ajudar a entender algumas razões das divergências entre os parâmetros, confirmando ou não, as argumentações apresentadas para rejeitar ou questionar os parâmetros apresentados em outras publicações. É um estudo que contribuiu para a perceção dessa rotura e eliminou algumas dúvidas sobre os parâmetros testados. Com base neste trabalho, foi possível realizar um estudo comparativo entre os modelos de rotura e os modelos de deslocamentos superficiais. Outra importante contribuição, está relacionada com a localização do plano da falha. No trabalho apresentado por Calais et al., 2010, foi afirmado que a falha que originou este sismo foi uma falha desconhecida e não visível, a falha de Léogâne, quando até então se julgava que a falha que tinha rompido tinha sido a falha de Enriquillo. A metodologia aplicada a este evento permite obter a geometria e a respetiva localização dos modelos testados e assim pode ser concluído qual é a melhor solução para a localização do epicentro.

No estudo do sismo ocorrido no ano de 2006 em Moçambique, também foi verificado que os modelos publicados até ao momento foram obtidos através de diferentes métodos, por exemplo: Raucoules et al., 2010 publicaram um modelo para a deformação superficial através da inversão de dados SAR. Copley et al. (2012) obtiveram um modelo de deformação cossísmica através da inversão conjunta de dados SAR, telessísmicos e topográficos. Desta forma, é de elevado interesse verificar a qualidade do modelo obtido, relativamente aos modelos já publicados (Raucoules et al., 2010; Copley et al., 2012), analisando a potencialidade de uma metodologia baseada no cruzamento de técnicas e de diferentes tipos de dados. Neste tipo de estudo onde não existem mais dados para além dos dados telessísmicos e SAR é importante a verificação das potencialidades desta metodologia.

Este estudo permite obter um modelo de rotura para um plano de falha, capaz de gerar a deformação cossísmica, obtendo resultados semelhantes em qualidade a modelos mais complexos que utilizam dois planos de falha, para obter a deformação cossísmica. Assim, é exigida a sua análise para compreender até que ponto compensa o estudo de certos eventos através de metodologias complexas.

No caso do sismo da Argélia, ainda existem diversas discussões em aberto, uma delas é sobre a localização do plano da falha. Apesar das diversas metodologias aplicadas na modelação do evento, ainda não existe um modelo que consiga justificar a deformação cossísmica. Estas situações são justificadas com a incerteza da localização da falha mas também com a qualidade dos dados disponíveis. Desta forma, é pretendido que esta dissertação contribua positivamente para o estudo deste evento com uma metodologia diferente. Até ao momento os modelos publicados foram obtidos pelo algoritmo *simulated annealing* (Delouis et al, 2004) com a inversão conjunta dos dados disponíveis; o algoritmo *Poly3Dinv* foi utilizado na inversão de dados geodésicos por Bellabès et al. (2009); no caso de Meghraoui et al. (2004) foram utilizados os dados de sobre-elevação da costa, para constranger os parâmetros de rotura com o intuito de modelar os deslocamentos superficiais através das equações de Okada (1992). Yelles et al. (2004) inverteram os dados GNSS obtendo o modelo para uma falha retangular num meio elástico.

Nos trabalhos publicados, até ao momento, foi apenas considerada a possibilidade do plano de falha estar inclinado para sul (uma solução do mecanismo focal), no entanto, nesta dissertação pretende-se estudar as duas soluções do

mecanismo focal, ou seja, o plano inclinado para sul e o plano inclinado para norte, de modo averiguar qual das soluções apresenta melhores resultados. Vai-se também apresentar as melhores localizações para planos de falha em relação à deformação cossísmica observada ao longo da costa da Argélia.

### 1.3. Publicação de resultados

Algumas partes que constituem esta dissertação foram já submetidas a apresentação pública em encontros científicos nacionais e internacionais. Nomeadamente, “*Determinação do campo de deformação sísmica por interferometria de RADAR (INSAR): EXEMPLOS*”, na *Fifth Meeting of Pos-Graduation in Physics and Earth Sciences of the University of Évora* (Santos et al., 2011); “*Estudo da fonte do sismo do Haiti de 12 de janeiro de 2010 a partir de combinação de dados sísmicos e geodésicos*”, no Workshop em Ciências da Terra e do Espaço e publicado no Livro de Atas com ISBN 978-989-98196-2-7 (Santos et al., 2013a), onde foi apresentado o conceito e a primeira versão da metodologia. Após a metodologia ser aperfeiçoada foi aplicada novamente ao sismo do Haiti. Os resultados foram publicados nos seguintes trabalhos: “*Seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7.0) inferred from seismic and SAR data*” na European Geosciences Union (EGU) em Viena (Santos et al., 2013c); “*Analysis of seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7.0) inferred from seismic and geodetic (SAR) data*” no 8º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG/14º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia, realizada na Ericeira (Santos et al., 2013b).

O estudo sobre o sismo de Moçambique: “*Seismic rupture process of the 2006 Mozambique Earthquake Mw 7.0 inferred from seismic and SAR data*” (Santos et al., 2014a), foi apresentado na 8ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, e publicado nas Atas com ISBN 978-989-98836-0-4.

Os resultados sobre o evento de 2003 na Argélia: “*Study of the Zemmouri-Boumerdès earthquake of May 21<sup>st</sup>, 2003 – from Tele-seismic and SAR data*” (Santos et al., 2013d, Santos et al., 2014b e Santos et al., 2014c) foi apresentado na *6th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora*, no

Workshop on Earthquake Early Warning System: Applications to the Ibero-Maghrebian Region, realizado em Madrid e foi aceite na EGU de 2014.

## 1.4. Estrutura da dissertação

No capítulo 2 é descrita a evolução das técnicas SAR e InSAR ao longo do tempo assim como uma descrição das técnicas e do seu processamento. É também abordada a evolução dos métodos de inversão da forma de onda, como a descrição dos modelos e equações de Okada que permitem obter os deslocamentos superficiais.

No capítulo 3 é descrita a metodologia desenvolvida nesta dissertação e utilizada no estudo de três sismos de elevada magnitude: sismo de Haiti em 2010; sismo de Moçambique em 2006 e sismo da Argélia em 2003. A metodologia é descrita em três fases: a) o processamento (ROIPAC, Rosen et al., 2004) dos dados SAR através da técnica InSAR, que permitiu obter os deslocamentos cossísmicos provocados pelo evento; b) processamento dos dados telessísmicos através do método de Kikuchi e Kanamori (2003), onde é obtido o modelo de rotura. Este modelo permite induzir os deslocamentos cossísmicos através das equações de Okada (1992), desta forma é gerado o modelo de deslocamentos superficiais; c) a comparação, entre o modelo de deslocamentos e o interferograma com os deslocamentos medidos.

No capítulo 4 é abordado o estudo realizado ao sismo ocorrido a 12 de janeiro de 2010 no Haiti, através de imagens SAR, do sensor ALOS-PALSAR e de um conjunto de registos de formas de ondas (S e P), registadas em estações telessísmicas de banda larga.

No capítulo 5, abrange a descrição do estudo realizado ao sismo de  $M_w$  7.0 em Moçambique ocorrido a 22 de fevereiro de 2006, através de imagens SAR do satélite ENVISAT, medições ao longo da rotura superficial e de dados telessísmicos.

O sismo de  $M_w$  6.8 que ocorreu na Argélia a 21 de maio de 2003 é descrito no capítulo 6. Este evento ocorreu junto às cidade de Zemmouri e Bourmedès. Neste estudo foi utilizado um conjunto de imagens do satélite ENVISAT e de um conjunto de registos das formas de onda, registadas em estações telessísmicas de banda larga.

No capítulo 7 é realizada a conclusão desta dissertação e no capítulo 8 podem ser verificadas as referências bibliográficas utilizadas nesta dissertação, no fim podem ser encontrados os anexos.



## 2. Fundamento teórico

---

### 2.1. RADAR de Abertura Sintética

#### 2.1.1. História e evolução do RADAR

A história do RADAR (RADio Detection And Ranging) remonta ao século XIX, altura em que James Maxwell, em 1873, publica, em Cambridge, o seu “Tratado Sobre a Eletricidade e Magnetismo”, obra puramente teórica onde apresenta a teoria matemática do campo eletromagnético. Nesse tratado estabelece a existência de ondas eletromagnéticas que se propagam numa direção simultaneamente perpendicular às oscilações periódicas da intensidade do campo elétrico e do campo magnético que as geram. Quinze anos mais tarde, Heinrich Hertz, na Alemanha, obtém a prova experimental da existência dessas ondas e da sua propagação com velocidade finita. Mais tarde, em 1895 Guglielmo Marconi aplica a teoria de Maxwell e as ideias técnicas de Hertz, dando início a uma série de experiências de transmissão e receção de ondas rádio. Em 1899 consegue efetivar a transmissão dos sinais rádio através do canal da Mancha e dois anos mais tarde transmiti-los de Inglaterra para a Terra Nova (América) através do Oceano Atlântico.

Na sequência do desenvolvimento destas tecnologias foi possível determinar outras propriedades físicas associadas à propagação das ondas eletromagnéticas como a sua velocidade ou de interação com a matéria, como a reflexão. A partir daí estava aberto o caminho para a exploração da reflexão das ondas rádio com o intuito de detetar objetos como aviões e navios. Surge assim, na década de 40 do século XX no decorrer da II Guerra Mundial e com fins meramente militares, o primeiro sistema radar. Após esta época bélica foi construído o primeiro radar de visada lateral (*Side-looking airborne radar* – SLR) com o intuito de adquirir imagens paralelas à trajetória do sensor. Essas primeiras imagens não tinham uma resolução espacial suficiente que permitissem a sua aplicação ao estudo da superfície terrestre. Para solucionar esta limitação Carl A. Wiley desenvolveu, na década 50 do século XX, o radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture RADAR*, SAR), que aproveita o próprio movimento do

sensor para assim, melhorar a resolução espacial das imagens (aplicação do efeito Doppler). A evolução desta técnica permitiu a utilização das imagens SAR na exploração da terra e do espaço, mais especificamente no estudo da superfície da lua, de Vênus e da terra (Curlander e McDonough, 1991; Henderson e Lewis, 1998). Estas imagens foram usadas até aos dias de hoje em várias missões espaciais com sensores SAR. No ano de 1978 o Jet Propulsion Laboratory (JPL) da NASA lançou o satélite SEASAT com o objetivo de estudar a superfície oceânica, o que promoveu a possibilidade de atingir elevada precisão no estudo da variação da superfície do oceano. Esta missão durou apenas 105 dias, mas permitiu a recolha de uma quantidade de dados superior à realizada por navios ao longo de 100 anos (Pounder, 1980). Após o sucesso das primeiras missões e confirmadas as potencialidades deste tipo de sensor, foram realizadas missões com o sensor *Shuttle Image Radar* (SIR), acoplado ao *Space Shuttle*, promovidas pelo consórcio formado pelos Estados Unidos da América, Alemanha e Itália. O sensor de SIR tinha como principal objetivo produzir mapas topográficos da superfície terrestre. Após, esta missão e para melhorar os resultados obtidos, o mesmo consórcio realizou uma nova missão, a *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com um instrumento melhorado do SIR. Esta missão permitiu obter um modelo digital da superfície terrestre entre as latitudes 60°N e 58°S, com elevada resolução, 90 metros e uma exatidão vertical de 10 metros (Farr et al., 2007).

A grande revolução na aplicação das imagens SAR ao estudo científico deu-se quando em 1991 a Agência Espacial Europeia (ESA) lança o *European Remote-Sensing Satellite* (ERS-1). Este satélite tinha como objetivo recolher dados de zonas costeiras e do oceano de forma a estudar os seus processos globais (Attema, 1991). O ERS-1 superou em muito o seu tempo de vida previsto de 3 anos e operou até ao ano de 2000. Em 1995 foi lançado o seu sucessor, o ERS-2, com o objetivo de adquirir imagens para fins comerciais e mantendo os fins científicos (Figura 2.1). Enquanto os satélites estiveram a operar em simultâneo foi possível combinar as imagens dos dois sensores, devido às suas semelhanças. A missão *Tandem* tirou partido desta vantagem, colocando o ERS-2 na mesma órbita do ERS-1, dessa forma, foram adquiridas imagens da mesma região com um intervalo de 24 horas, aumentando a quantidade de dados e melhorando os seus resultados com uma maior coerência entre imagens. O ERS-2 operou até ao ano de 2011.



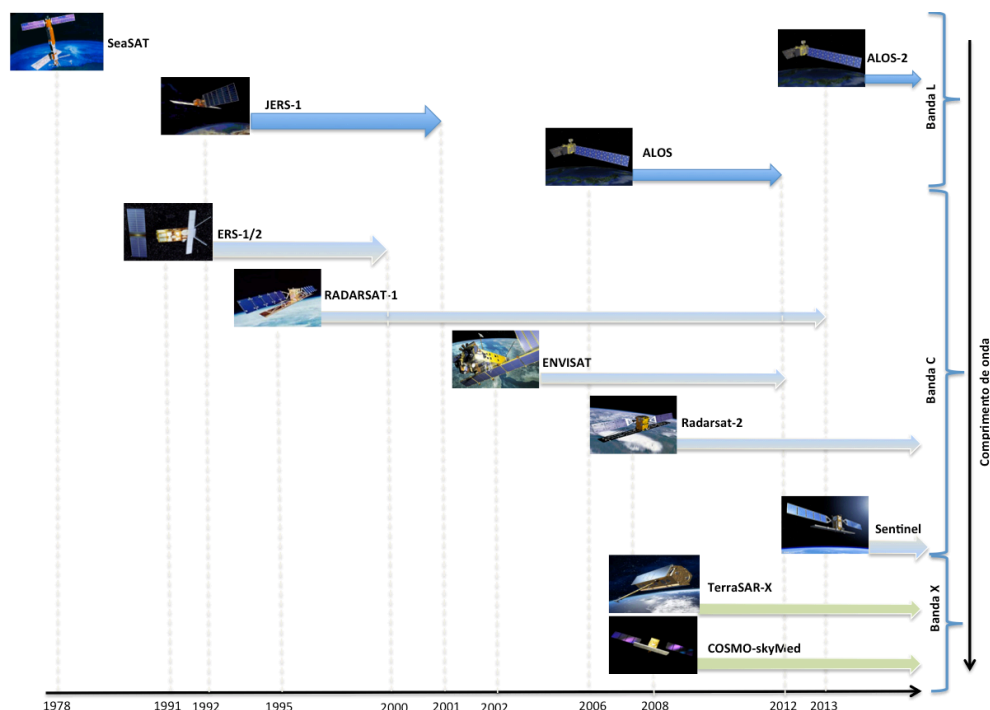


Figura 2.1. Cronologia do lançamento de satélites com sensores SAR organizados pelo seu comprimento de onda (banda<sup>1</sup> L, C, X)

A figura 2.1, dá uma visão sobre a evolução dos satélites com sensores SAR. Em 1992, a *National Space Development Agency of Japan* (NASDA), atualmente *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), lança o *Japan Earth Resources Satellite* (JERS-1) com a intenção de cartografar o uso do solo. No ano de 1995, o *Canada Center for Remote Sensing* (CCRS) lança o RADARSAT-1 com a finalidade de investigar alterações ambientais e cartografar as zonas polares, com especial relevo para o Ártico (Showstack, 1997). Este satélite superou o seu tempo de vida de 5 anos, tendo operado até 2013; atualmente continua a operar o seu sucessor, o RADARSAT-2, lançado em 2007.

A ESA em 2002, lança um novo satélite, o ENVISAT com o sensor *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR) que opera na banda C e que se manteve em funcionamento até ao ano 2012. Existe uma previsão de dois novos lançamentos pela ESA; os satélites são designados por Sentinel-1A e Sentinel-1B e tal como o satélite anterior também irá operar na banda C. Em 2006 a JAXA lança um novo satélite, ALOS, com um sensor SAR (PALSAR) que operou na banda L durante seis anos; existe ainda a intenção de lançar em 2014 o seu sucessor, o ALOS-2.

<sup>1</sup> Banda – Corresponde a um intervalo de frequências, ou seja, a uma banda espectral. Onde é atribuída uma diferente letra a cada banda.

A agência alemã DLR (*Deutsches Zentrum Fur Luft-und Raumfahrt*) em parceria com a EADS Astrium, no ano de 2007 lançam o TerraSAR-X e no mesmo ano a agência espacial Italiana inicia o lançamento da constelação composta por 4 satélites COSMO-skyMed, ambos a operarem na banda X.

No seguimento da comprovada importância dos dados SAR em diversas áreas, as principais agências espaciais deram continuidade aos programas de lançamento dos sensores SAR, para garantir a evolução da qualidade da informação em todas as bandas. Como já foi mencionado anteriormente, os sensores SAR estão agrupados segundo bandas espectrais, como se pode observar na tabela 2.1.

Tabela 2.1. Comprimento de onda e frequências das bandas espectrais.

Banda Espectral	K	X	C	S	L	P
$\lambda$ (cm)	0.8-2.8	2.8-4.8	4.8-7.7	7.7-19	19-77	77-133
f (GHz)	36-10.9	10.9-6.2	6.2-3.9	3.9-1.55	1.55-0.39	0.39-0.225

As micro-ondas de uma determinada banda espectral interagem de diferente forma com os diferentes tipos de matéria. As ondas eletromagnéticas com maior comprimento de onda, conseguem penetrar, um determinado material, a uma profundidade superior relativamente às ondas com comprimento de onda mais pequeno, que tendem a ser refletidas mais facilmente na sua superfície. Por exemplo, um sinal da banda L consegue penetrar mais nos objetos (Figura 2.2.) do que as ondas da banda X ou banda C.

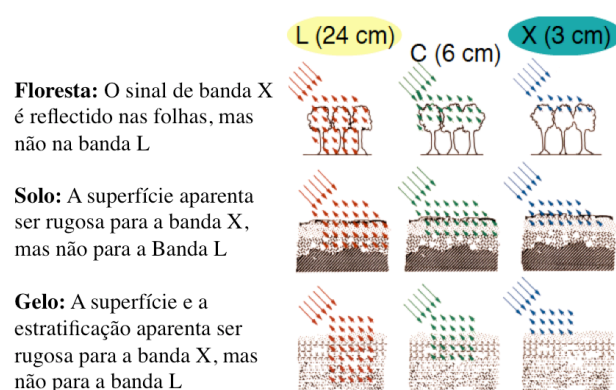


Figura 2.2. Diversos exemplos da interação da radiação com diferentes tipos de materiais (Adaptado de Rosen, 2012).

### 2.1.2. Princípio de funcionamento dos Sistemas RADAR

Os sistemas radar utilizam a região de micro-ondas do espectro eletromagnético, cujos comprimentos de onda podem variar aproximadamente entre 1 cm a 100 cm (frequências entre 0.3 e 30 GHz), como está representado na tabela 2.1.

Teoricamente, as micro-ondas não interagem com a matéria das nuvens nem com a precipitação (Figura 2.3), ou seja a radiação radar não é refletida e desta forma pode operar em qualquer época do ano sem ser influenciada pelas condições climáticas ou pelas condições atmosféricas. Na figura 2.3 pode-se observar a percentagem da energia radiante incidente na atmosfera que a atravessa sem ser refletida nem absorvida (transmissividade) em função do comprimento de onda da radiação. Como se pode verificar, a partir dos comprimentos de onda da banda X, quase 100% da energia que incide na atmosfera, atravessa-a, o que não acontece nas restantes frequências usadas na detecção remota.

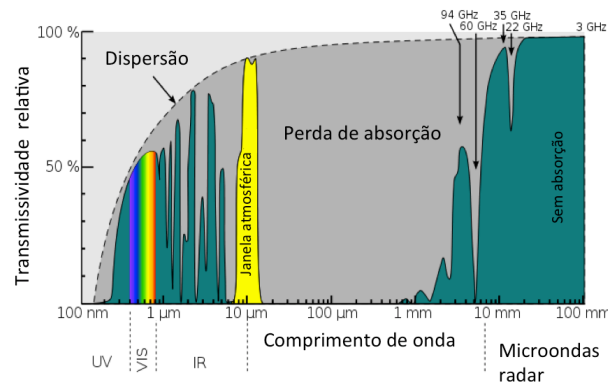


Figura 2.3. Transmissividade da atmosfera em relação ao comprimento de onda da radiação. (Imagem adaptada <sup>2</sup>).

Habitualmente os sistemas radar são ativos o que implica a emissão de impulsos sucessivos na direção da superfície terrestre. Parte dessa energia é refletida e recebida no recetor como se fosse um eco. Se esses impulsos de energia forem emitidos em intervalos regulares (PRF - *Pulse Repetition Frequency*), é possível determinar o tempo decorrido entre a emissão dos sinais e a receção dos ecos (T). Considerando que a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas é aproximadamente igual à da velocidade da luz no vácuo ( $c = 299792458 \text{ m.s}^{-1}$ ), pode-se obter a distância (R) entre o sensor e o objeto refletor, através da equação:

<sup>2</sup> [http://en.wikiversity.org/wiki/File:Atmospheric\\_window\\_EN.svg](http://en.wikiversity.org/wiki/File:Atmospheric_window_EN.svg)

$$R = c \frac{T}{2}$$

2.1

Os sistemas radar habitualmente utilizados na observação da superfície da terra são na sua maioria sistemas de visada lateral (*Side-looking airborne radar – SLAR*). Estes sistemas foram desenvolvidos com o intuito de reduzir ou mesmo eliminar a ambiguidade de um sinal refletido por diferentes objetos à mesma distância do sensor e recebidos no mesmo instante. Nestes casos, os sistemas de visada lateral permitem distingui-los sem qualquer inequívoco. Nos sistemas SLAR o transmissor emite o sinal obliquamente à trajetória do sensor (Figura 2.4) e o feixe de energia atinge os diversos objetos em instantes distintos permitindo que os sinais refletidos sejam recebidos na antena em diferentes instantes.

Os sistemas radar de abertura real (RAR) não satisfazem os requisitos mínimos em relação à resolução necessária para serem aplicados à maioria dos estudos da superfície terrestre, por isso, não faz sentido abordá-los neste trabalho. Desta forma, apenas os sistemas SAR serão abordados. A grande diferença entre esses sistemas é a dimensão da antena. Nos casos dos sistemas RAR a dimensão física da antena determina a resolução espacial, já no caso SAR a resolução espacial é determinada por uma dimensão da antena sintética ou virtual, já que a dimensão física da antena é extremamente pequena.

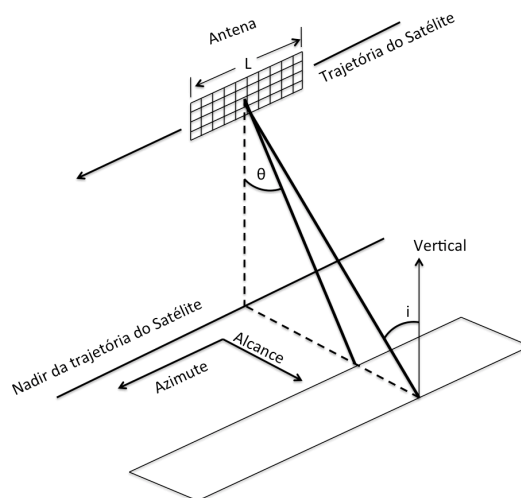


Figura 2.4. Geometria de aquisição dos dados SAR, segundo a direção da trajetória da antena do sensor (azimute). O comprimento físico da antena está representado por  $L$ ;  $\theta$  é o ângulo de visada do sensor e  $i$  é o ângulo de incidência em relação à vertical do lugar.

### 2.1.3. Princípio do Radar de Abertura Sintética – SAR

O princípio da abertura sintética baseia-se no efeito de Doppler, devido ao movimento contínuo do satélite enquanto observa um determinado objeto. Desta forma, consegue-se simular uma antenna de maior dimensão do que a real (Figura 2.5.). Wiley (1954) foi o primeiro a provar que o desvio de Doppler de um eco poderia ser utilizado para sintetizar um ângulo de abertura de feixe da antenna, de forma a melhorar a resolução das imagens radar. Por outras palavras, o sensor transmite impulsos de duração  $T$  em intervalos regulares de  $t=1/\text{PRF}$  segundos e o objeto é observado pelo sensor durante um determinado intervalo de tempo, ao longo da trajetória do sensor. No instante  $t_e$  o objeto começa a refletir a energia emitida pelo sensor e no instante,  $t_s$  o objeto deixa de refletir. Durante esse intervalo de tempo,  $\Delta t=t_s-t_e$ , o sensor envia  $N$  impulsos e recebe  $N$  ecos, fazendo com que a energia refletida pelo objeto seja distribuída por  $N$  linhas da imagem, ou seja, devido ao movimento do sensor e à abertura da antenna (Lóbulo da antenna) o sensor visualiza diversos objetos em cada impulso emitido, fazendo com que cada eco recebido seja o total das contribuições refletidas nos objetos.

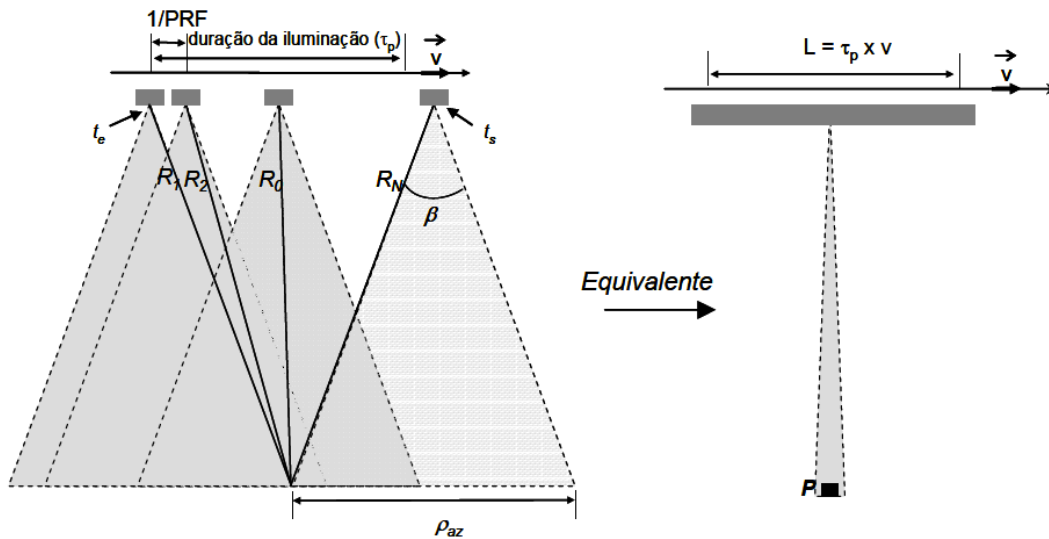


Figura 2.5. Princípio da abertura sintética. Enquanto o sensor se desloca entre os instantes  $t_e$  (entrada no objeto) e  $t_s$  (saída do objeto), o mesmo objeto é iluminado segundo um ângulo de abertura da antenna  $\beta$ , devido à dimensão física da antenna. Segundo este princípio, o objeto  $P$  é iluminado pela radiação de uma antenna com a dimensão sintética  $L$ , determinada através da velocidade do sensor ( $V$ ) e o intervalo de tempo  $\tau_p = t_s - t_e$  (Catita, 2007).

O sensor ao enviar N impulsos percorre uma distância no decorrer do intervalo temporal  $\Delta t$ , sendo determinada através da velocidade do sensor,  $D = v\Delta t$  e é designada por comprimento da abertura sintética, ou seja, se fosse usada uma antena de dimensão igual a D o ângulo de abertura do feixe da antena ( $\beta$ ) e a resolução azimutal ( $\rho_{AZ}$ ) seriam (Franceschetti e Lanari, 1999):

$$\beta = \frac{\lambda}{D} \quad 2.2$$

$$\rho_{AZ} = \beta \cdot R \quad 2.3$$

onde  $\lambda$  representa o comprimento de onda do sensor e R representa a distância entre o sensor e o ponto alvo.

Analisando a expressão do ângulo de abertura do feixe (2.2) verifica-se que o princípio de síntese procura diminuir esse ângulo ao aumentar a distância (D) e por esta ordem a resolução espacial para cada eco é melhorada.

Num sistema radar de abertura real, a largura do feixe em azimute é obtido através da seguinte expressão, considerando o trajeto de ida e volta do sinal (Franceschetti e Lanari, 1999):

$$\beta = \frac{\lambda}{2L} \quad 2.4$$

Sendo L o comprimento real da antena do sensor e a projeção linear do feixe no terreno que corresponde à resolução espacial (2.5) é obtida através das equações 2.3 e 2.4.

$$\rho_{AZ} = \frac{\lambda R}{2L} \quad 2.5$$

O comprimento da antena sintética (D) é dado pelo seu deslocamento efetivo no intervalo temporal  $\Delta t$  e como este intervalo temporal é igual ao tempo em que um objeto é visto pelo sensor, essa distância na superfície terrestre é determinada por  $\beta R$  e se dividirmos essa distância pela velocidade do sensor (v), determina-se o tempo em que o objeto está visível. Assim basta substituir a abertura do feixe pela expressão 2.2 e substituir a distância (D) pelo comprimento real da antena, L. Se agora for multiplicada a velocidade do sensor (v) obtem-se o comprimento da antena sintética

( $L_s$ ) em função do comprimento de onda do sensor radar, da distância do sensor ao objeto e do comprimento real da antena (Franceschetti e Lanari, 1999).

$$L_s = \frac{\lambda R}{L} \quad 2.6$$

Pode-se considerar que na expressão 2.5  $L$  é igual a  $L_s$ , ou seja, efetua-se a substituição de  $L$  pela expressão 2.6. Assim pode-se obter a resolução azimutal em função da abertura sintética. A resolução azimutal pode ser obtida através da seguinte expressão (Franceschetti e Lanari, 1999):

$$\rho_{AZ} = \frac{L}{2} \quad 2.7$$

Através da expressão 2.7 conclui-se que a resolução azimutal apenas depende da dimensão real da antena, no entanto esta resolução é limitada pela duração dos impulsos que para obter uma boa resolução devem ser breves.

Outro aspeto importante é o da definição da frequência de amostragem, que, de acordo com o teorema de Nyquist, deve ser pelo menos duas vezes superior à largura de banda do sinal ( $B$ ) para a informação do sinal ser preservada. Isto implica que o PRF deve ser superior ou igual a  $2v/L$ .

Este princípio de abertura sintética permite obter, de uma forma geral, uma resolução azimutal de alguns metros para as imagens SAR. Para obter uma resolução métrica em alcance, semelhante à resolução azimutal, deve-se considerar a duração dos impulsos e a energia que neles se coloca. Uma boa resolução é obtida com impulsos breves e de elevada potência aplicada a energia emitida. Estas duas condições são difíceis de conseguir quando o levantamento se processa a partir de um satélite. Contudo a técnica SAR tem uma forma de ultrapassar esta limitação, utilizando impulsos com uma duração mais longa e alterando a frequência do sinal emitido, através da técnica de modulação linear da frequência, onde resulta uma onda do tipo *chirp* (Franceschetti e Lanari, 1999). Nestas condições, a resolução em alcance não depende necessariamente da duração do impulso emitido,  $T$ , mas depende sim da largura de banda do sinal,  $B$ , (Figura 2.6) que se pode modificar sem alterar  $T$ , bastando para isso modificar a sua frequência através do processo de modulação linear da frequência.

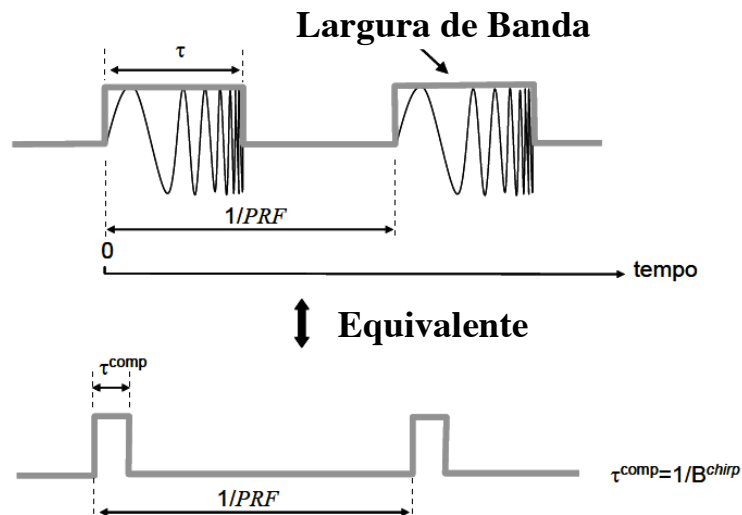


Figura 2.6. Princípio da compressão em alcance (adaptado de Catita, 2007).

De uma forma simplificada, a modulação linear dos impulsos consiste em alterar a frequência da onda portadora, obtendo um sinal modulado (Figura 2.7a). Nesse processo são utilizados filtros adaptados que selecionam as frequências, de forma a produzir sinais de saída com amplitude praticamente nula para algumas frequências (Franceschetti e Lanari, 1999; Melvin, 2004), ou seja, um sinal quase retangular (Figura 2.7b) e antes da transmissão a sua potência é amplificada. Esse sinal é refletido na superfície terrestre e quando chega ao sensor, como eco é comprimido no domínio temporal para ser possível correlacioná-lo com o sinal emitido. O objetivo dessa compressão é de aumentar a largura de banda dos impulsos radar e a correlação entre o eco e o sinal original transmitido designa-se por desmodulação (Figura 2.7c). Também aqui são utilizados filtros adaptados, para detetar através da correlação entre o sinal original e o seu eco de retorno. Nas condições de um sistema SAR este processo consiste em realizar uma convolução entre os dois sinais.



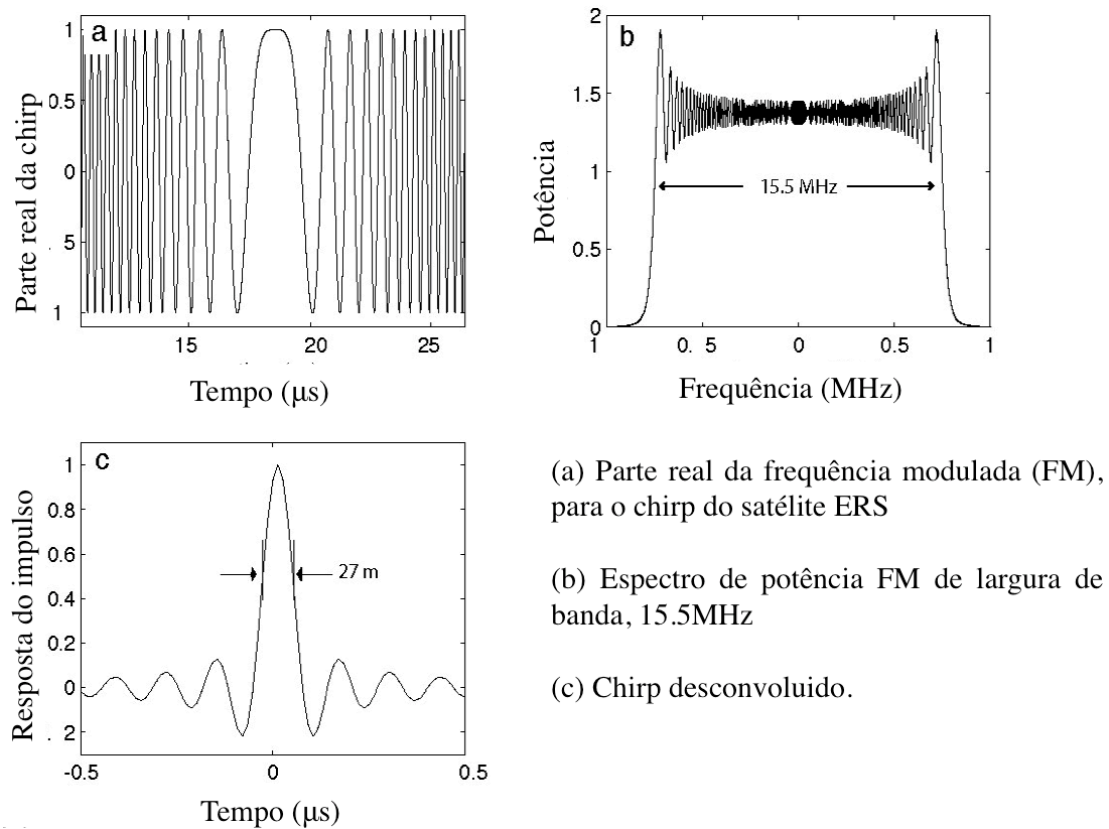


Figura 2.7. Características da onda chirp do sensor SAR do satélite ERS-1. (Imagem adaptada <sup>3</sup>).

Carrara et al. (1995) mostram que a utilização dos filtros adaptados sobre o eco recebido, pode comprimir a largura de banda  $B$  ( $B=kT$ , onde  $K$  é o *chirp-slope* e  $T$  é a duração do impulso) para um intervalo de tempo de duração efetiva de  $1/B$  e a resolução em alcance é obtida por (Franceschetti e Lanari, 1999):

$$\rho_a \approx \frac{c}{2B} \quad 2.8$$

onde  $c$  é a velocidade da luz no vácuo e no caso do satélite do ERS a resolução em alcance no solo de  $\sim 25\text{m}$ .

#### 2.1.4. Processamento SAR – Formação da imagem SLC

O processamento SAR consiste numa sequência de operações, para assim, formar uma imagem *Single Look Complex* (SLC) com uma resolução métrica. Para esse processamento existem vários algoritmos, como: o *Range-Doppler* (RD); o *Chirp*

<sup>3</sup> [https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar\\_image\\_formation.pdf](https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar_image_formation.pdf)

*Scaling* e o *Omega-k* (Bamler, 1992). Nesta dissertação serão apenas descritas as fases do algoritmo *Range-Doppler* (RD), por ser o mais utilizado no processamento SAR, e aquele que aqui será também aplicado. O princípio básico do algoritmo RD consiste em realizar a seguinte sequência de operações:

- 1 - Compressão em alcance;
- 2 - Correção das migrações em alcance;
- 3 - Compressão em azimuth;
- 4 - Formação da imagem SLC.

Os dados brutos de SAR são os impulsos de onda refletidos na superfície da terra e recebidos na antena do radar, que depois de digitalizados são representados na forma complexa<sup>4</sup>, donde se pode determinar a sua amplitude e a respetiva fase.

A primeira etapa do algoritmo RD é a compressão em alcance de modo a corrigir a potência máxima introduzida pelo transmissor de radar antes da emissão do impulso de frequência modulada (impulso *chirp*). Esta onda propaga-se até à superfície terrestre onde é refletida numa determinada área do solo. O eco que regressa ao radar, onde é registado vem alterado pela refletividade da superfície onde foi refletido. Esse efeito é matematicamente representado pela convolução do impulso chirp com a refletividade. Por isso, o objetivo desta fase do processamento SAR é recuperar a refletividade através da desconvolução do impulso emitido com o eco registado. O impulso emitido  $S_n(t)$  pode ser escrito como (Curlander e McDonough, 1991):

$$s_n(t) = \exp \left\{ j2\pi \left[ f_c t + \frac{k}{2} t^2 \right] \right\} \text{rect} \left[ \frac{t}{\tau_p} \right] \quad |t| < \frac{\tau_p}{2} \quad 2.9$$

onde  $f_c$  representa a frequência da onda portadora,  $k$  é o *chirp-slope* (em Hz/s),  $t$  representa o tempo associado com a direção de alcance e  $\tau_p$  representa a duração do impulso (Figura 2.7a).

Para a formação da imagem, o impulso registado (eco) é processado com o intuito de posicionar o ponto alvo na localização apropriada, para assim obter-se uma imagem

---

<sup>4</sup> [https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar\\_image\\_formation.pdf](https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar_image_formation.pdf)

focada e coerente com a realidade. Como a resposta do ponto alvo (2.10) surge dispersa ao longo do alcance e do azimute, é necessário reunir toda essa informação e concentrá-la no mesmo ponto. A fase do processamento SAR cumpre essa dupla função: comprime a informação em alcance e em azimute.

O impulso registado, ou eco,  $r(s,t)$  pode ser escrito como (Curlander e McDonough, 1991),

$$r(s,t) = \exp\left\{\frac{-j4\pi R(s)}{\lambda}\right\} \exp\{j\pi k[(t - \tau(s))^2]\} \text{rect}\left[\frac{t - \tau(s)}{\tau_p}\right] \quad 2.10$$

onde  $R(s)$  representa a distância em alcance,  $\lambda$  comprimento de onda e  $s$  é o tempo associado à direção da trajetória.

A compressão em alcance (Figura 2.8) é obtida através da convolução do eco (2.10) com a função de referência em alcance (2.11) e é dada através da expressão 2.12. (Curlander e McDonough, 1991).

$$h_r(t) = \exp(-j\pi k t^2) \text{rect}\left[\frac{t}{\tau_p}\right] \quad 2.11$$

$$g(s,t) = B \text{sinc}\left\{\pi B \left[\frac{t - 2R(s)}{c}\right]\right\} \exp\left[-\frac{j4\pi R(s)}{\lambda}\right] \quad 2.12$$

onde  $\text{sinc}(x) \equiv \frac{\sin(x)}{x}$ ;  $R(s)$  é o alcance em função do tempo ao longo da trajetória do sensor, devido ao facto deste valor ( $R$ ), para o mesmo ponto alvo variar como uma hipérbole.  $B$  é a largura de banda e  $c$  a velocidade da luz.

Este cálculo pode ser obtido através da multiplicação do eco com a função de referência em alcance no domínio frequência (Franceschetti e Lanari, 1999). A passagem para o domínio da frequência desses dois sinais calcula-se por aplicação de uma transformada rápida de Fourier (FFT) à função de referência e outra ao eco e em seguida faz-se a convolução das duas por multiplicação dos espectros resultantes. Finalmente o resultado é convertido para o domínio tempo através de uma transformada inversa de Fourier (IFFT).

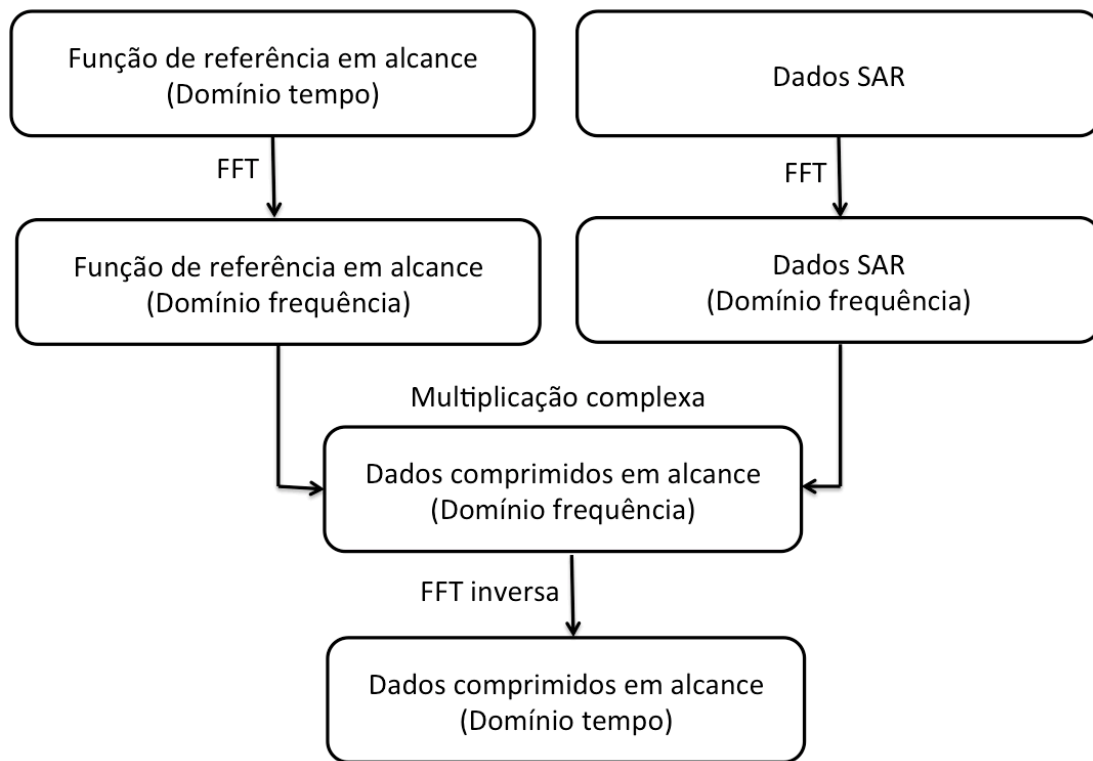


Figura 2.8. Fluxograma da compressão dos dados SAR em alcance.

Após a compressão em alcance, a resposta do ponto alvo permanece disperso ao longo da direção do azimuth, como tal, para reunir a informação relativa ao ponto alvo, aplica-se outra compressão, mas agora na direção do azimuth. O processo de compressão em azimuth é problemático devido à variação da distância entre o sensor e o ponto alvo no sinal comprimido em alcance (2.12). Por outras palavras, a resposta comprimida em alcance do ponto alvo está distribuída ao longo de uma hipérbole, devido à trajetória do satélite e ao facto do alcance para o mesmo ponto alvo variar ao longo da trajetória da abertura sintética. O que obriga a uma correção extra para corrigir essa variação em alcance ao longo da trajetória do sensor, esta correção chama-se migração em alcance (2.13) e consiste em posicionar os ecos a uma distância do sensor constante ao longo da trajetória (Figura 2.9).

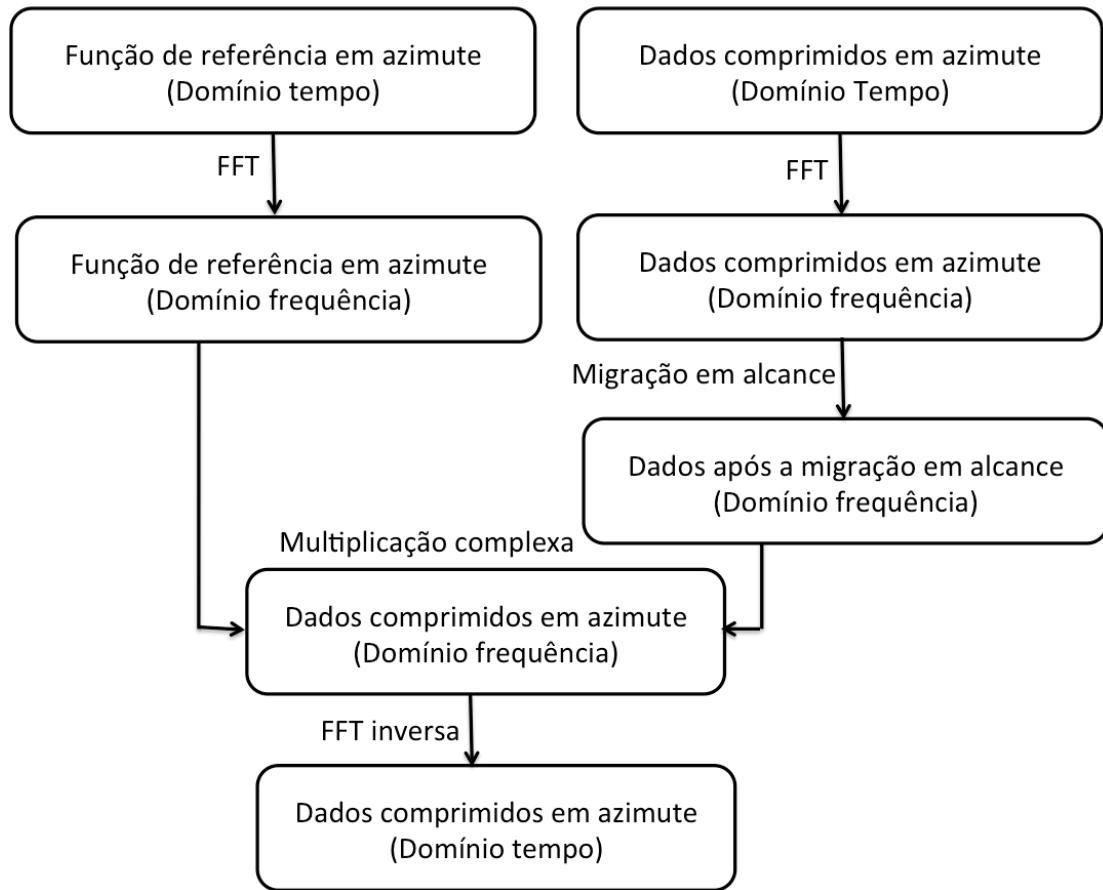


Figura 2.9. Fluxograma da migração em alcance e compressão em azimuth.

Esta correção deve ser aplicada antes da compressão em azimuth, através da seguinte expressão (Curlander e McDonough, 1991):

$$\Delta R = -\frac{\lambda f_{DC}}{2} (s - s_c) - \frac{\lambda f_R}{4} (s - s_c)^2 \quad 2.13$$

A compressão em azimuth após a migração da resposta do ponto alvo comprimido em alcance é análoga à compressão em alcance, ou seja, o filtro adaptado da compressão em azimuth da resposta do impulso unitário  $h_a(s)$ , conhecido como função de referência em azimuth, pode ser escrito por (Franceschetti e Lanari, 1999):

$$h_a(s) = \exp \left[ j2\pi \left( f_{DC} s - \frac{1}{2} f_R s^2 \right) \right] \text{rect} \left[ \frac{s}{\tau_a} \right] \quad 2.14$$

onde a diferença  $(s-s_c)$  é representada por  $s$ ,  $\tau_a$  é a duração da abertura sintética, dada por  $\tau_a = \frac{\lambda \rho_c}{2V_{st}\delta a}$  e  $\delta a \geq \frac{L_a}{2}$ ,  $V_{st}$  é a velocidade do sensor em relação ao ponto alvo,  $L_a$  é o comprimento da antena e  $\delta a$  é a resolução azimutal (Teoricamente é  $L_a/2$ ).

O centróide de Doppler <sup>5</sup> é representado por  $f_{DC}$  e a taxa da frequência de Doppler <sup>5</sup> é representada por  $f_R$  sendo estes valores obtidos através da velocidade efetiva do sensor ( $v$ ) e do tempo ao longo da trajetória ( $s$ ) e do tempo quando o centro do feixe radar passa pelo objeto refletor ( $s_0$ );  $R_0 = R_{near} + n^*(c/f_s)$  é o alcance mínimo do sensor ao objeto e  $R_{near}$  é o alcance na primeira amostra de dados;  $n$  é o número da coluna;  $f_s$  é a frequência de amostragem:

$$f_{DC} = \frac{2v^2 t}{\lambda R_0} \text{ e } f_R = \frac{-2v^2}{\lambda R_0}$$

O resultado da aplicação da correção da migração em alcance pode agora ser convoluido com a função de referência em azimuth. Esta operação é novamente feita através de uma multiplicação no domínio frequência.

Do ponto de vista geométrico, esta fase do processamento consiste em colapsar uma linha ao longo do azimuth num ponto, quando aplicada a toda imagem o seu resultado consiste numa imagem focada ( $\zeta$ ) ou SLC (Franceschetti e Lanari, 1999).

$$\zeta(s, R) = \exp(j2\pi f_{D_c} s) \exp(-j4\pi R_c / \lambda) \cdot \frac{\sin \pi f_R S(s - s_c)}{\pi f_R (s - s_c)} \quad 2.15$$

Para obter uma imagem bem focada é necessário estimar com bastante rigor o centroide de Doppler e a taxa de Doppler. Isto porque a compressão em azimuth procura localizar o ponto alvo em azimuth e sabe-se que essa localização é dada quando  $f_{DC} = 0$ , ou seja, corresponde ao instante em que o ponto alvo está localizado no centro do lóbulo principal da antena do sensor.

No fim da compressão em azimuth, aplica-se uma IFFT aos dados focalizados de modo a trazer-los de volta ao domínio tempo, onde podem ser visualizados os dados processados. O resultado é uma imagem SLC com uma resolução métrica, na qual é possível a aplicação da técnica InSAR.

<sup>5</sup> [https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar\\_image\\_formation.pdf](https://engineering.purdue.edu/~bethel/sar_image_formation.pdf)

## 2.2. InSAR

### 2.2.1. Evolução histórica

Uma das técnicas que revolucionou o estudo da deformação da superfície terrestre foi a interferometria RADAR de Abertura Sintética (InSAR). Foi Graham (1974) quem pela primeira vez aplicou esta técnica para a produção de um modelo digital de terreno. Em 1988 foi publicado um novo método (Goldstein et al., 1988), denominado “passo repetido” com o objetivo de produzir com exatidão modelos de superfície terrestre, sendo este trabalho que está na origem da técnica de interferometria SAR diferencial (*Differential InSAR* – DInSAR). Gabriel e Goldstein (1988), aplicaram esta técnica a três imagens SAR, conseguindo remover a contribuição topográfica e assim detetar alterações existentes na superfície terrestre.

Após o lançamento do satélite ERS-1, diversos cientistas aplicaram a técnica InSAR no estudo da deformação da superfície terrestre. Massonnet et al. (1993) foi pioneiro na sua aplicação na determinação da deformação cossísmica causada pelo sismo de 1992 em Landers ( $M_w=7.3$ ), na Califórnia. Desde então, a interferometria SAR tem sido aplicada ao estudo de diversos fenómenos que alteram a superfície terrestre, sendo a área dos riscos naturais uma área privilegiada para a sua aplicação, como por exemplo na ação de sismos, de vulcões, no recuo da linha de costa, em deslizamento de terras e na subsidência (Massonnet e Feigl, 1998).

Tal como nas outras técnicas de medição existem vantagens e desvantagens na sua utilização, a interferometria SAR não é exceção e apresenta algumas condicionantes. Assim, na utilização da técnica InSAR torna-se necessário levar em consideração os seguintes fatores: a perda de coerência entre as aquisições das imagens, implicando a falta de qualidade nos resultados interferométricos; os erros orbitais das trajetórias dos satélites e os efeitos atmosféricos não modelados. Atualmente existem outras técnicas interferométricas que resolvem o problema da decorrelação e dos efeitos atmosféricos entre imagens. Isso é conseguido por identificação de pontos de refletividade constante ao longo do tempo. Estes métodos são habitualmente aplicados para a deteção de deformações de ação lenta, como por exemplo no controlo de arribas instáveis ou em deslocamentos pré-sísmicos ou pós-sísmicos. São métodos utilizados para determinar variações no decorrer de um longo período de tempo ou em zonas com características pouco favoráveis ao InSAR. Essas

técnicas são *Permanent Scatterers* (Hooper, 2006; Ferretti et al., 2000), *phase gradient* (Sandwell e Price, 1998), *small baseline* (Berardino et al., 2002).

### 2.2.2. O princípio da técnica InSAR

A interferometria SAR baseia-se no conceito da interferência provocada pela interação entre as ondas eletromagnéticas, podendo essa interação ser construtiva ou destrutiva. A interferência entre duas ondas gera uma nova forma de onda, diferente das ondas que lhe deram origem. Na experiência de Young, uma fonte pontual ilumina duas aberturas verticais num ecrã opaco. As aberturas funcionam como fontes lineares, por serem muito estreitas. Para este caso, o padrão da variação de intensidade no ecrã de observação são bandas alternadamente brilhantes e escuras (Figura 2.10).

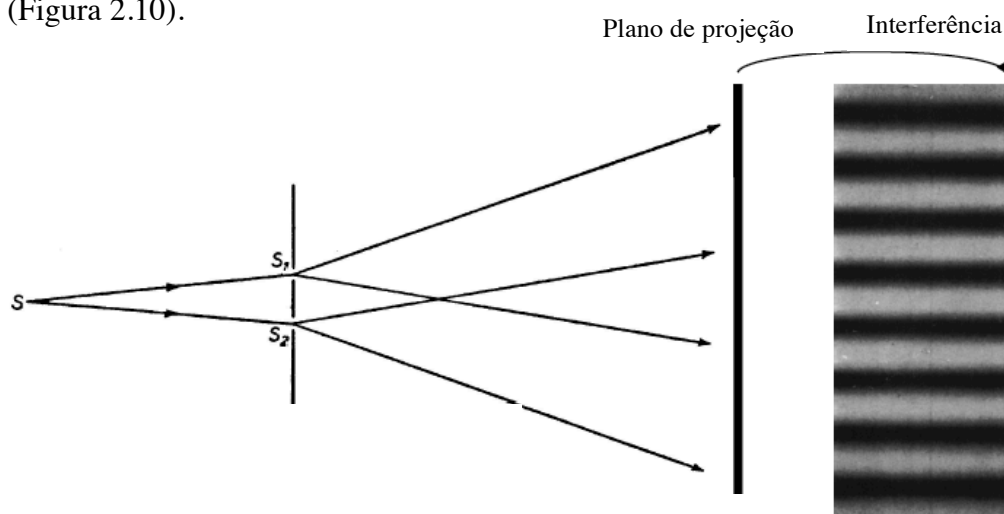


Figura 2.10. Experiência de Young. S é a localização da fonte pontual de luz; S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> são as duas aberturas verticais; No plano de projeção são observadas as bandas escuras e brilhantes, provocadas pela interferência (Adaptado de Rosen, 2012).

Nessa experiência foi observado que a relação entre a diferença de fase  $\Delta\varphi$  e a diferença de trajeto  $\Delta R$  das ondas é obtido por (Rosen, 2012):

$$\Delta R = \frac{\Delta\varphi}{2\pi} \lambda \quad 2.16$$

onde  $\lambda$  representa o comprimento de onda da radiação.



A interferometria SAR é uma extensão do conceito da interferometria de Young, onde na prática são utilizados dois sensores SAR que funcionam como fontes pontuais que ao emitirem ondas para a superfície terrestre, produzem um padrão de interferência ou seja franjas interferométricas. Estas franjas são o resultado de diferentes trajetos percorridos pelas duas ondas emitidas pela antena na mesma posição mas em instantes diferentes. A interferometria SAR é uma técnica de processamento de imagens, onde é calculada uma nova imagem através da diferença de fase das duas imagens SAR adquiridas com geometrias semelhantes de forma a existir coerência entre as duas imagens (Graham, 1974).

Após o processamento SAR são obtidas as imagens SLC que contêm informação de amplitude e de fase. Essa informação encontra-se em cada pixel da imagem e corresponde a um número complexo do tipo  $z = a + i b$ . Considerando um pixel na posição  $x$  e  $y$ , o valor complexo  $g(x,y)$  pode ser representado em função das coordenadas cartesianas  $x,y$  da posição através de (Rosen, 2012):

$$g(x, y) = u(x, y) + i v(x, y) = |g(x, y)| e^{-i\Phi(x, y)} \quad 2.17$$

onde as componentes  $u$  e  $v$  representam a parte real e imaginária de um número complexo. O número complexo  $g(x,y)$  pode ser representado em coordenadas polares, permitindo obter a amplitude  $|g(x,y)|$  e a fase  $\Phi(x,y)$  utilizando as seguintes equações (Hanssen, 2001):

$$|g(x, y)| = \sqrt{u^2(x, y) + v^2(x, y)} \quad 2.18$$

$$\Phi(x, y) = \arctan\left(\frac{v(x, y)}{u(x, y)}\right), \quad u(x, y) \neq 0 \quad 2.19$$

Agora, se considerarmos duas imagens SAR adquiridas em duas passagens, sendo que  $M$  representa a imagem de referência (*Master*) e  $S$  representa a imagem secundária (*Slave*), a notação complexa do par interferométrica pode ser expressa por (Hanssen, 2001):

$$g_M(x, y) = |g_M(x, y)| e^{i\Phi_M}, \quad \Phi_M(x, y) = -\frac{4\pi R_M(x, y)}{\lambda} \quad 2.20$$

$$g_S(x, y) = |g_S(x, y)| e^{i\Phi_S}, \quad \Phi_S(x, y) = -\frac{4\pi R_S(x, y)}{\lambda} \quad 2.21$$

onde  $R_M$  e  $R_S$  representam as distâncias entre o sensor e a superfície terrestre e  $\lambda$  é o comprimento de onda da radiação emitida pelo sensor.

## 2.3. Processamento InSAR

### 2.3.1. Co-Registo

O correto é uma fase fundamental no processamento InSAR, que consiste na sobreposição de duas imagens SLC de modo a fazer corresponder a mesma região, em ambas as imagens (Pixéis homólogos), com o intuito de não degradar a coerência (abordado na seção 2.3.5). Se esta fase for mal realizada ou for aplicada com pouca exatidão, o interferograma não terá qualidade de análise, pois apresentará demasiado ruído (Zhenfang et al., 2006).

O correto exige uma elevada exatidão, aproximadamente 1/10 da dimensão do pixel (Hanssen, 2001), no entanto, a descorrelação (abordado na seção 2.3.5) pode ser desprezada para uma exatidão superior a 1/8 da dimensão do pixel (Just e Bamler, 1994).

O correto consiste na realização de um ajustamento entre os sistemas de coordenadas de uma imagem relativamente à outra, para a mesma região. Este método pode ser implementado tendo como base as órbitas dos satélites ou então utilizando métodos de correlação. A informação orbital precisa, permite registar as duas imagens de forma satisfatória. Porém por aplicação de métodos de correlação as imagens passam a sobrepor-se com uma exatidão ainda superior. Estes métodos têm como base matrizes de busca (janelas) que permitem sobrepor os pixéis de correlação máxima. Segundo Kampes (2005), o desvio entre pixéis homólogos, representado por um *offset* entre as imagens, é calculado e aplicado à imagem de referência (M) de forma a se obter a localização do pixel homólogo da imagem secundária (S):

$$P_S(l, p) = P_M(l, p) + offset(l, p)$$

onde  $l, p$  representam as coordenadas do pixel.

Para que as coordenadas correspondam aos pixels homólogos é necessário conhecer os parâmetros da transformação Afim de forma a fazer a correção.

O correção pode ser realizado em três fases:

1) estimativa do desvio (*offset*)

A primeira estimativa do desvio absoluto entre as duas imagens faz-se através das suas órbitas precisas, obtendo uma exatidão na ordem de 30 pixels (Kampes, 2005), também permite obter os parâmetros relativos à geometria de aquisição das imagens. Esse procedimento permite conhecer as coordenadas do ponto central da imagem de referência e secundária no sistema de coordenadas cartesiano da órbita do satélite.

Após a determinação do desvio das órbitas, pode-se realizar o correção aproximado através da técnica de correlação cruzada, que, segundo Kampes (2005), permite obter exatidões da ordem de um pixel. Esta técnica (Gabriel e Goldstein, 1988) é aplicada às imagens de amplitude e requer a definição do número de janelas e da sua dimensão de modo a tornar possível a procura da correlação máxima entre as duas imagens.

O correção final ou fino irá determinar o desvio com uma exatidão na ordem do sub-pixel através da técnica de correlação cruzada, mas agora aplicada com um número superior de janelas. Este procedimento, a que se junta um critério que permite filtrar as posições onde se verifiquem valores de baixa correlação, é aplicado por forma a abranger uniformemente toda a imagem.

2) determinação dos parâmetros da transformação Afim

A estimativa dos parâmetros de transformação entre os dois sistemas de coordenadas permitirá sobrepor a imagem secundária à imagem de referência com uma exatidão na ordem de 1/10 (Kampes, 2005).

Na determinação dos parâmetros são utilizados os desvios relativos às zonas de elevada coerência e esta amostra de desvios é ajustada normalmente através de um polinómio de 2º grau. No decorrer do ajuste, todos os valores considerados como *outliers* serão removidos. Para isso utiliza-se um critério

que tem como base a estimativa dos resíduos. Assim, todos aqueles pares de pixéis que apresentem resíduos elevados não são considerados no ajuste.

### 3) reamostragem da imagem secundária

A fase final do correlisto corresponde à reamostragem da imagem secundária, consistindo na reconstrução da imagem tendo como base a grelha da imagem de referência, usando as novas posições determinadas no ponto anterior.

A reamostragem é realizada através de um método de interpolação no domínio espacial. Segundo Hanssen e Bamler (1999) o método de interpolação que apresenta melhores resultados no correlisto é o da convolução cúbica ou spline cúbico, possibilitando uma descorrelação mínima e um nível de ruído de fase baixo no interferograma.

#### 2.3.2. Fase interferométrica

Após o passo anterior as imagens estão alinhadas e pode-se determinar o interferograma. Para isso calcula-se o produto do número complexo da imagem de referência,  $g_M$  pelo conjugado do número complexo da imagem secundária  $g_S$  (Hanssen, 2001):

$$g_M(x, y) \cdot g_S^*(x, y) = |g_M(x, y)| |g_S(x, y)| e^{i(\Phi_M - \Phi_S)} \quad 2.22$$

A partir da diferença de fase ( $\Delta\phi$ ) de 2.22, que se denomina por fase interferométrica, obtém-se o interferograma; da sua amplitude (módulo do número complexo) pode obter-se a imagem com a intensidade da reflexão da região, ou seja, uma imagem na escala de cinzentos. Para um determinado pixel homólogo das duas imagens com características de dispersão idênticas a fase interferométrica, é determinada através de (Hanssen, 2001):

$$\Delta\phi = \phi_M - \phi_S = -\frac{4\pi(R_M - R_S)}{\lambda} = -\frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad 2.23$$

onde  $\Delta R$  representa a diferença entre os alcances.

Para cada pixel do interferograma existe um valor de fase interferométrica conhecido a menos de  $2k\pi$  ( $k \in \mathbb{Z}$ ). Devido a esta limitação o interferograma é representado por diversos conjuntos de franjas ( $2\pi$ ) repetidas  $k$  vezes.

Na equação 2.23 considera-se que as características da superfície e as condições atmosféricas são idênticas em ambas as aquisições. No entanto, entre as épocas de aquisição podem ocorrer fenómenos físicos que alterem a superfície terrestre e dessa forma, a fase interferométrica total é relativa a diversas contribuições e é dada pela seguinte expressão (Prati e Rocca, 1990; Hanssen, 2001):

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R + \phi_t + \phi_e + \phi_r \quad 2.24$$

O primeiro termo representa a componente relativa à deformação ou ao deslocamento ocorrido na superfície terrestre. Segundo Zebker e Goldstein (1986) a variação do alcance ( $\Delta R$ ) devido à alteração na superfície terrestre é aproximada pela seguinte expressão:

$$\Delta R = B\sin(\theta - \eta) \quad 2.25$$

onde  $B$  é a *baseline* (distância) entre as posições M e S;  $\theta$  é o ângulo de visada do sensor e  $\eta$  é o ângulo da *baseline* do sensor relativamente ao plano horizontal.

O segundo termo  $\phi_t$  representa a contribuição da topografia na fase interferométrica total e segundo Hanssen (2001) pode-se determiná-la através da seguinte equação:

$$\phi_t = \frac{4\pi B_{\perp}}{\lambda R \sin\theta} \Delta H \quad 2.26$$

onde  $\Delta H$  é a diferença de altitude entre as duas aquisições;  $B_{\perp}$  é a base perpendicular e pode ser obtida através  $B_{\perp} = B\cos(\theta - \eta)$ .

No caso do sensor ocupar a mesma posição nas duas aquisições, a distância entre as duas posições será zero,  $B=0$ , o que implica que  $\phi_t$  seja nulo, desta forma a fase interferométrica não depende da topografia, sendo essa configuração geométrica a ideal para determinar deslocamentos através da técnica InSAR, no entanto, a probabilidade desta situação ocorrer é baixa. Devido à contribuição da topografia na

fase interferométrica é importante utilizar um Modelo digital de terreno (MDT) para ser determinada e removida.

O termo  $\phi_e$  é designado por Terra plana e é devido à curvatura da terra e de a fase interferométrica variar linearmente com a distância. Para eliminar este termo é importante conhecer com exatidão as posições do satélite, caso contrário esta variação de fase provoca um padrão de franjas, também designadas por franjas orbitais, dependendo apenas da posição relativa entre as duas aquisições (órbitas). Se as órbitas forem paralelas, as franjas resultantes são paralelas à trajetória do satélite, caso contrário, as franjas serão inclinadas (Prati e Rocca, 1990).

$$\phi_e = \frac{4\pi B_{\perp}}{\lambda R \tan \theta} \Delta R \quad 2.27$$

A variação da distância ( $\Delta R$ ) provocada pela curvatura da Terra pode ser corrigida através da identificação de uma zona plana do interferograma e assim pode-se determinar as variações de fase nessa região (Zebker et al., 1994).

Analizando os termos relativos à deformação e à topografia verifica-se que a fase interferométrica é mais sensível a deslocamentos da superfície terrestre do que ao relevo, ou seja, basta que haja um deslocamento do terreno de cerca de  $\lambda/2$  para que ocorra uma variação de fase de um ciclo completo ( $2\pi$ ), enquanto que o termo relativo à topografia terá de variar de  $R/B$  (Rosen et al., 2000).

O último termo da expressão 2.24 consiste em valores residuais, ou seja, no caso de ausência dos restantes termos, existe a possibilidade de uma variação de fase interferométrica com origem nos efeitos atmosféricos, no mau funcionamento do sensor ou nas características da superfície do solo ou nos erros orbitais. Como o contributo do quarto termo não é de fácil modelação, normalmente é desprezado. A informação que predomina na expressão 2.24 é relativa à topografia, à deformação do terreno e à órbita do satélite em ambas as passagens, ou seja, se a topografia da área de estudo for suficientemente conhecida, tal como a órbita do satélite, é então possível remover esses efeitos e determinada a deformação do terreno.

O método utilizado para remover o efeito da topografia é designado por interferometria diferencial.

### 2.3.3. Interferometria SAR diferencial através de passagem repetida

Como já foi mencionado anteriormente, a situação ideal para detetar a deformação superficial entre duas passagens do sensor, é este ocupar a mesma posição em ambas as aquisições, para que a fase interferométrica apenas seja relativa à deformação no terreno. Como dificilmente esta situação ocorre no espaço, a componente perpendicular da base causará sempre franjas interferométricas, devido à deformação e também devido à topografia do terreno (considerando que as órbitas são conhecidas com rigor para assim remover o efeito geométrico das órbitas).

A interferometria SAR diferencial surge como uma técnica capaz de produzir interferogramas que registam predominantemente o padrão da alteração do terreno. Essas alterações no terreno podem ser causadas por sismos, por erupções vulcânicas, pela subsidência do terreno devido a extração de minério e de água, entre outros fenómenos. Esta dissertação centra-se no método das diferenças simples (método 2-passagens). Este método utiliza apenas duas imagens SAR, ou seja, um par interferométrico, devido ao facto de usar um MDT para recolher a informação altimétrica necessária, a partir da qual se remove o efeito topográfico.

A informação altimétrica do DEM é utilizada para gerar um interferograma sintético com o efeito topográfico que posteriormente é subtraído ao interferograma para gerar o interferograma diferencial.

Segundo Franceschetti e Lanari (1999) a precisão altimétrica do DEM não necessita de ser elevada, bastando um DEM com uma precisão altimétrica na ordem dos 30m e um par interferométrico com uma base perpendicular de 100m, para se conseguir medir deslocamentos da ordem de 1 cm. Os deslocamentos medidos pela técnica InSAR segundo a direção do satélite (*Line-of-Sight*, LOS) resultam das diferenças em distâncias entre as passagens do sensor. Como foi referido anteriormente essa variação em distância pode ser relacionada com a fase interferométrica através da expressão 2.24. Esta expressão pode ser simplificada se for desprezado o quarto termo (Price e Sandwell, 1998), obtendo-se:

$$\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda}(\delta\rho_e + \delta\rho_t + \delta\rho_d) \quad 2.28$$





como por exemplo dados geodésicos, que forneçam informação tridimensional adicional, para que seja possível uma interpretação correta dos deslocamentos presentes no interferograma.

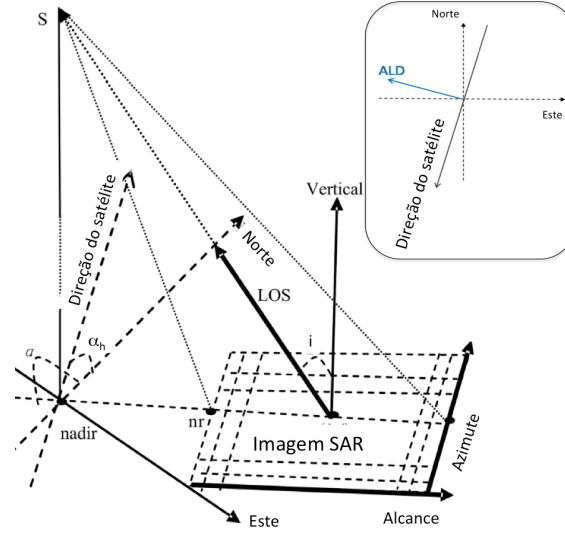


Figura 2.12. Geometria da projeção do deslocamento na direção LOS. ALD é a direção de visada do sensor.  $i$  é o ângulo de incidência do sinal no solo, em relação à vertical do lugar.  $\alpha_h$ , azimute da direção do sensor.

Ao considerar-se um deslocamento na superfície terrestre,  $d_r$ , composto pelas componentes  $r_n$ ,  $r_e$  e  $r_u$  relativamente à direção norte, este e vertical, respetivamente, o que a técnica InSAR mede desse deslocamento é a sua projeção segundo a direção LOS do satélite,  $d_r$  ou seja, tendo em consideração a posição do sensor (Figura 2.12), através do ângulo de incidência ( $i$ ) da visada e o azimute da trajetória do sensor ( $\alpha_h$ ), pode-se obter o valor de  $d_r$  através da expressão (Hanssen, 2001):

$$d_r = r_u \cos i - \sin i \left[ r_n \cos(\alpha_h - \frac{3\pi}{2}) + r_e \sin(\alpha_h - \frac{3\pi}{2}) \right] \quad 2.30$$

No caso da inexistência de medições adicionais é possível combinar medições interferométricas de diferentes órbitas, para reconstruir o vetor deslocamento tridimensional (Pritchard et al., 2002). Wright et al. (2004), mostrou ser possível obter as três componentes do vetor deslocamento tendo dados interferométricos de pelo menos três geometrias diferentes.

#### 2.3.4. Desenrolamento da fase interferométrica

O interferograma representa a distribuição espacial da fase interferométrica através de franjas coloridas que definem um padrão cíclico devido aos valores da fase interferométrica que variam entre 0 e  $2\pi$  (Figura 2.13). Para obter o valor absoluto da fase interferométrica (Figura 2.13 – traço contínuo) e para que seja possível interpretar a deformação, deve ser removido esse padrão cíclico (Figura 2.13 – traço tracejado) através de uma transformação designada por desenrolamento de fase (Goldstein et al., 1988).

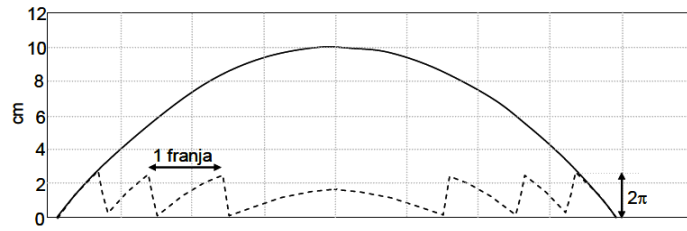


Figura 2.13. Fase relativa (traço tracejado) e Fase desenrolada (traço contínuo), (Catita, 2007).

O desenrolamento de fase permite conhecer o número inteiro de ciclos realizados ao longo do trajeto da onda entre o satélite e a superfície terrestre. Os deslocamentos absolutos podem ser determinados através do conhecimento do número inteiro ( $k$ ) de ciclos de fase (Catita, 2007):

$$\Delta\Phi = \left[ \frac{4\pi}{\lambda} (\delta\rho_e + \delta\rho_l + \delta\rho_d) \right] + 2k\pi, \quad k \in \mathbb{Z} \quad 2.31$$

De uma forma geral os métodos de desenrolamento de fase podem ser manuais ou automáticos. Os métodos manuais ou visuais consistem em identificar uma zona sem alteração que servirá de referência para se contar o número de franjas desde a localização da primeira franja. Como método alternativo, à contagem visual das franjas, é também possível digitalizar as franjas visíveis no interferograma e contá-las de forma a obter o número total de franjas. Para conhecer o valor do deslocamento absoluto relativo ao número total de franjas, basta multiplicar esse número por  $\lambda/2$  (Massonnet e Feigl, 1995).

Os métodos automáticos baseiam-se em algoritmos de desenrolamento de fase a duas dimensões (Lin et al., 1992; Gens e Van genderen, 1996; Ghiglia e Pritt, 1998, Chen e Zebker, 2002). Devem tomar-se precauções na aplicação destes tipos de algoritmos pois existe a possibilidade de propagação dos erros gerados pela configuração inicial escolhida. O ponto inicial no interferograma e o traçado escolhido para efetuar o desenrolamento de fase podem condicionar os resultado. Massonnet e Feigl (1998) recomendam que este processo automático seja controlado através de informação geodésica adicional, de forma a proceder à verificação de discrepâncias entre os valores absolutos estimados e os medidos pelas técnicas geodésicas.

### 2.3.5. Coerência

A qualidade de um interferograma pode ser determinada através de um parâmetro estatístico, a coerência complexa, que permite avaliar o grau de correlação entre as duas imagens. O cálculo da coerência entre as duas imagens complexas é dado por (Hanssen, 2001):

$$\gamma = \frac{|E\{g_M g_S^*\}|}{\sqrt{E\{|g_M|^2\}E\{|g_S|^2\}}}, \quad 0 \leq \gamma \leq 1 \quad 2.32$$

onde o operador E corresponde ao valor esperado (ou esperança matemática). Na prática, para determinar a coerência substitui-se o operador E pela média dos pixéis envolventes de um determinado pixel, para isso, é usado um estimador de Máxima Verosimilhança para obter a coerência (Hanssen, 2001):

$$\hat{\gamma} = \frac{|\sum_{n=1}^N g_M^{(n)} g_S^{*(n)}|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |g_M^{(n)}|^2 \sum_{n=1}^N |g_S^{*(n)}|^2}} \quad 2.33$$

onde N é o número de pixéis;  $g_M$  e  $g_S$  são, respetivamente, os valores complexos das imagens SLC de referência e secundária, e \* representa o complexo conjugado.

Os valores da coerência variam entre 1 e 0, onde 1 significa que ambas as imagens são idênticas e 0 significa o oposto. Para valores inferiores a 0.2 tem-se uma elevada descorrelação entre as imagens e, por consequência, o interferograma não apresenta informação fidedigna; para valores entre 0.2 e 0.5 o interferograma pode

ser utilizado, no entanto apresenta bastante ruído, para valores superiores a 0.5 o interferograma apresenta pouco ruído de fase.

A qualidade da fase interferométrica pode ser afetada devido a diversos fatores (Hanssen, 2001; Franceschetti e Lanari, 1999). Os principais fatores que podem degradar a coerência entre aquisições são a resolução temporal das aquisições e a diferença entre os ângulos de incidência das imagens que constituem o par interferométrico (Gatelli et al., 1994). A resolução temporal das aquisições de imagens, por poderem ocorrer perturbações na superfície terrestre entre esse intervalo de tempo. A diferença angular é provocada pela diferença dos trajetos do sensor (órbita) em ambas as aquisições. No caso da separação entre órbitas ultrapassar um determinado valor perde-se totalmente a coerência entre as imagens e nesse caso será impossível aplicar a técnica InSAR. Devido a este facto é fundamental determinar a base crítica para cada sensor antes de seleccionar as imagens do par interferométrico. A base crítica ( $B_C$ ) é obtida através da seguinte expressão (Zebker e Villasenor, 1992):

$$B_C = \frac{\lambda R}{2 (\rho_d)_{\text{terreno}} \cos^2 \theta} \quad 2.34$$

onde  $\theta$  é o ângulo de visada do sensor,  $R$  é o alcance oblíquo do sensor,  $(\rho_d)_{\text{terreno}}$  é a resolução em alcance projetado no terreno e  $\lambda$  é o comprimento de onda do sensor, considerando o terreno plano.

## 2.4. Modelação de fontes sísmicas

### 2.4.1. Introdução

Ao longo dos tempos houve uma evolução clara da formulação teórica que fundamenta o conhecimento dos sismos. Nessa evolução houve um marco fundamental com a publicação do teorema de elasticidade (Hook, 1668), onde é apontada a hipótese dos sismos terem a sua origem nas respostas elásticas do material geológico existente no interior da crosta. Após o sismo de 1755 em Lisboa, John Michell demonstrou que os sismos originam ondas que se propagam para o interior da Terra.

Luigi Palmieri fornece um incrível avanço histórico ao construir o primeiro sismómetro que permitiu iniciar o registo dos movimentos do solo. Mais tarde, Robert Mallet, inicia a análise dos danos causados pelo sismo de 1857 em Nápoles e sugere a construção de uma rede sísmica global de forma a facilitar o estudo dos grandes sismos e da propagação das ondas elásticas. Após o sismo de São Francisco, na falha de Santo André, de 1906, os sismólogos perceberam que os sismos estão associados a falhas finitas, fraturas e deslizamentos. Reid (1911) analisou as medições geodésicas ao longo da falha de Santo André, antes e após a rutura de 18 de abril de 1906 e a partir das suas conclusões, propõe o modelo do ressalto elástico, que estabelece ser energia elástica acumulada ao longo de períodos alargados a origem do acontecimento sísmico, ou seja, um sismo ocorre quando as tensões acumuladas numa determinada região, no interior da Terra, excede o limite de resistência do material, levando à sua rutura e à rápida libertação de parte da energia acumulada. As bases teóricas aplicadas na atualidade à modelação da fonte sísmica foram desenvolvidas a partir do modelo do ressalto elástico, através dos trabalhos publicados por Knopoff e Gilbert (1960) e de Burridge e Knopoff (1964), sendo estes suportados pela teoria elastodinâmica (Volterra, 1907) que incorpora o teorema de reciprocidade de Betti (Betti, 1872). Com estes trabalhos passou a ser possível quantificar matematicamente os movimentos em qualquer ponto da superfície terrestre, provocados por deslizamentos no interior da Terra sobre falhas geológicas.

A operação inversa, caracterizar os deslizamentos no interior da Terra a partir dos registos dos movimentos na superfície, surgiu um pouco mais tarde com a

introdução do cálculo numérico computacional. Os métodos de inversão da forma de onda para o estudo da fonte tiveram início após a publicação do estudo laboratorial onde foi desenvolvido um método baseado nas funções de Green para modelar os deslocamentos superficiais provocados por uma rotura dinâmica numa falha finita (Hartzell et al., 1978). Os modelos de inversão da forma de onda foram aplicados em roturas reais (Langston, 1978; Heaton, 1982; Hartzell e Helmberger, 1982), nesses trabalhos os sismogramas sintéticos relativos às estações sísmicas próximas da fonte sísmica eram comparados visualmente com os registos obtidos pelos sismógrafos. No caso de grandes discrepâncias entre os resultados da inversão e os registos era realizada uma nova inversão com diferentes parâmetros. Este processo baseado na “tentativa e erro” era repetido até serem obtidos resultados satisfatórios.

Kikuchi e Kanamori (1982) desenvolveram uma técnica de inversão da forma de onda a distâncias telessísmicas, pelo método dos mínimos quadrados, para obterem modelos de rotura definidos por uma distribuição de subeventos sobre um plano de falha fixo. Nesse método foi assumido que todos os subeventos tinham o mesmo mecanismo, sendo esta consideração uma limitação parcialmente removida em Kikuchi e Kanamori (1991), onde, para cada subevento passou a ser calculado o ângulo de deslizamento e a função temporal da fonte, tornando o método mais abrangente e realista. Também foi introduzida a possibilidade de serem consideradas diversas fases (P, SH, SV e PP). Neste último método as funções de Green são calculadas usando a matriz de propagação de Haskell, como foi descrita por Bouchon (1976) e em Haskell (1962).

O método de Kikuchi e Kanamori (1991) é a base do método de distribuição de deslizamentos (Kikuchi e Kanamori, 2003) utilizado nesta dissertação e que permite determinar os modelos de rotura a considerar. No entanto, antes das secções dedicadas à sua exposição, serão abordados conceitos fundamentais para a sua compreensão, como os dados e os mecanismos focais.

#### 2.4.2. Dados sísmicos e os mecanismos focais

Os dados utilizados pelos métodos de inversão são as formas de onda registadas por estações sísmicas que transformam três componentes do movimento do solo em registos digitais que designamos por sismograma.

O sismograma possui o registo das diversas fases das ondas sísmicas que se propagaram no interior e na superfície da Terra, segundo percursos e velocidades determinados pela geometria e propriedades mecânicas do meio que encontram (Aki, K. e Richards, P. G. (1980); Stein e Wysession (2009)).

Para além da localização espacial e temporal da fonte sísmica, tarefa realizada em tempo quase real com a sua ocorrência, pelos diversos observatórios espalhados pelo mundo inteiro, a caracterização mais pormenorizada da fonte envolve processos e técnicas mais ou menos elaborados, conforme a complexidade e grau de detalhe da fonte que se pretende perceber. Assim, a partir da análise do sentido dos primeiros movimentos (polaridade) das ondas P registadas num conjunto de estações distribuídas à volta da fonte é possível fazer-se, e por vezes faz-se, uma primeira estimativa do mecanismo focal, a partir de considerações geométrico-estatísticas fundamentadas no padrão da radiação (eg. Brillinger et al. 1980). Considerando uma esfera centrada no foco do sismo (esfera focal), o raio sísmico intersecta-a quando viaja entre o foco e a estação sísmica (Figura 2.14). Se o primeiro movimento registado do sismograma for para cima (polaridade positiva) significa que a estação está localizada numa zona de compressão, desta forma a interseção entre o raio sísmico e a esfera focal é, habitualmente, representada com um círculo preenchido (Figura 2.14). No caso contrário, polaridade negativa, significa que a estação está numa região de dilatação e o círculo da interseção com esfera focal não é preenchido. Para um cenário de um conjunto de estações sísmicas que rodeiam o foco sísmico, implicará um conjunto de círculos preenchidos e não preenchidos, representando as zonas de compressão e dilatação, assim é possível desenhar dois planos ortogonais entre si, que correspondem ao plano de falha e a um plano auxiliar, ou seja, há sempre esta ambiguidade: qual dos dois planos é o verdadeiro plano da falha (Borges, 2003).

Os mecanismos focais permitem estimar o tipo de movimentos produzidos na fonte, bem como a orientação das forças regionais responsáveis por esses movimentos. Como pode ser observado na figura 2.15, consoante o tipo de movimento entre os blocos da falha, o padrão de radiação gerado é diferente e por isso, o mecanismo focal também é diferente. Nessa figura pode ser verificado como são representados os diferentes tipos de mecanismos quando ocorrem movimentos laterais, normais, inversos e oblíquos. Pode também ser observada a ambiguidade entre o plano de falha e o auxiliar, através dos exemplos do lado esquerdo e direito

dessa figura, onde a esfera focal apresenta a mesma configuração, no entanto, os movimentos entre blocos são opostos.

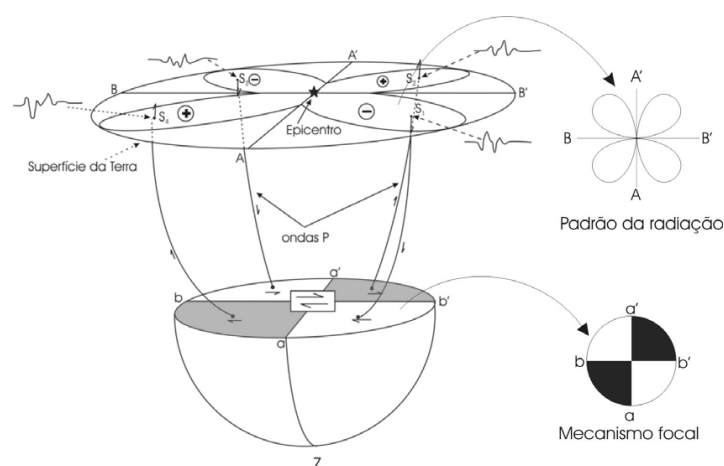


Figura 2.14 Esquemática do hemisfério inferior focal. Consideram-se quatro estações e os seus registos sísmicos, localizadas conforme a região fosse de compressão (+) ou dilatação (-). À Direita estão representados o padrão de radiação e o mecanismo focal (Caldeira, 2005).

O mecanismo focal não permite uma análise do processo de rotura, mas possui informação fundamental para conseguir constranger os modelos abordados nas futuras seções. Os modelos de inversão das formas de onda requerem o conhecimento do tipo de forças intervenientes na falha que dão origem ao processo de rotura.

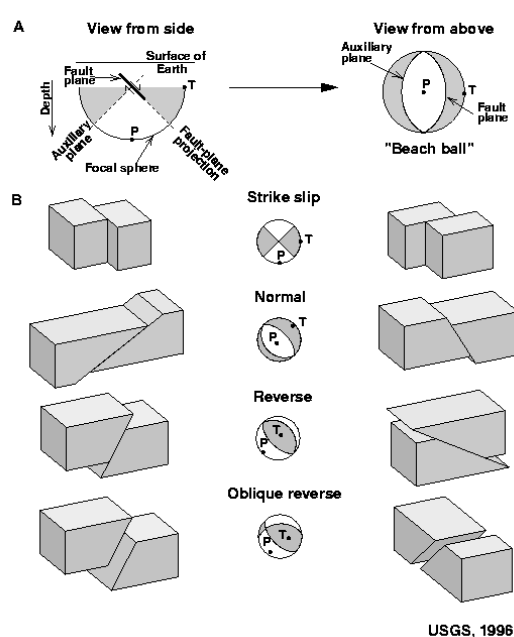


Figura 2.15. Diagrama dos mecanismos focais em relação ao movimento dos blocos.



### 2.4.3. Modelo de forças equivalentes

Quando se pretende analisar as forças que intervêm na geração de uma rotura para criar um modelo de fonte há que impor simplificações: uma delas é considerar que as forças que intervêm consistem em um ou dois pares de forças equivalentes. O modelo do simples par de forças (SPF) apresenta bons resultados para a radiação das ondas P, no entanto apresenta fracos resultados no que diz respeito às ondas S. O modelo do duplo par de forças (DPF) é aquele que explica convenientemente a radiação de ambas as ondas P e S, sendo por isso o mais utilizado. Assim é considerado que existem dois pares de forças que atuam em diferentes pontos, cada uma atua numa face da falha como está representado na figura 2.16, com momentos iguais mas em sentidos opostos. Esses pares estão orientados perpendicularmente entre si (Figura 2.16).

A magnitude das forças equivalentes relaciona-se com o escalar do momento sísmico  $M_0$ , e se  $M_{xy}$  e  $M_{yx}$  forem dois pares unitários, o tensor do momento pode ser obtido por  $M$  (Stein e Wysession, 2009):

$$M = M_0(M_{xy} + M_{yx})$$

Ao considerar-se um deslizamento médio de  $\bar{D}$  ao longo de uma área  $A$ , num meio com constante de rigidez  $\mu$ , então o escalar do momento sísmico é dado por:

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad 2.35$$

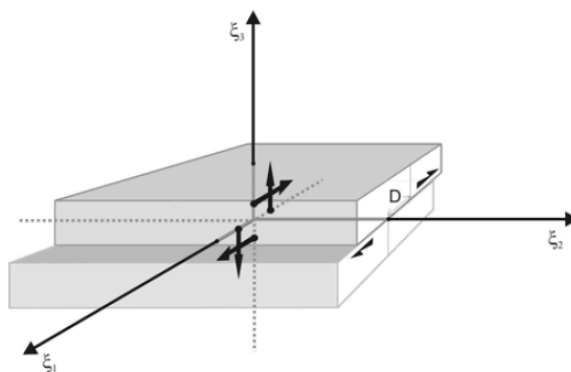


Figura 2.16. Esquema de duplo par de forças aplicado numa rotura (Caldeira, 2005).

Quando se pretende estudar o campo de deslocamentos provocado por uma fonte pontual tem-se de definir as correspondentes funções de Green (Caldeira, 2005) para cada ponto desse campo. São funções que caracterizam cada componente do movimento de um ponto na superfície devido a uma força impulsiva unitária aplicada num elemento de volume na fonte. Devido ao facto do seu cálculo ser complexo muito pelo desconhecimento do meio, Hartzell (1978) desenvolveu o método das funções de Green empíricas, que consiste na interpretação da resposta de um pequeno sismo como sendo uma função de Green empírica (fge), para usar no cálculo dos movimentos produzidos por sismos moderados em cada ponto de observação. A ideia de Hartzell foi de convoluir a fge de cada elemento de volume da fonte com a função deslizamento sofrido nesse ponto (função temporal da fonte) e somar as contribuições de todos os elementos de volume para assim se obter os sismogramas em cada ponto de observação, supondo todos os subeventos com o mesmo mecanismo focal do sismo pequeno. Os subeventos são distribuídos com ponderação em redor do hipocentro, sendo assim introduzido um atraso temporal entre eles que simula a propagação da rotura existente numa situação real (Koller et al., 1996). Este assunto não é aprofundado nesta dissertação, mas as funções de Green estão descritas em Aki e Richards, (1980).

#### 2.4.4. Geometria e sistema de coordenadas

No estudo da fonte podem ser usados diferentes sistemas de coordenadas com diferentes origens e diferentes orientações dos seus eixos. Porém atualmente o padrão é o definido por Aki e Richards (1980). Os modelos de rotura estão coordenados por referenciais cartesianos bidimensionais com os eixos fixos ao plano de falha e com origem no hipocentro. O eixo dos  $xx'$  encontra-se orientado segundo o comprimento do plano ou a direção do azimuth; o eixo dos  $yy'$  é orientado na direção da largura do plano de falha, perpendicular ao eixo dos  $xx'$ . No entanto, as formas de onda são registadas em estações sísmicas localizadas em coordenadas geográficas. Por isto, há que compatibilizar estes dois sistemas de coordenadas, localizando o plano de falha em relação ao norte, este e vertical. Os parâmetros que definem a geometria do plano de falha e o mecanismo de rotura encontram-se representados na figura 2.17.

O azimuth da falha,  $\phi$ , é o ângulo entre o norte geográfico e a direção da interseção do plano de falha com a superfície terrestre, denominado como traço da falha. O azimuth é medido com origem no norte no sentido horário até 360 graus, no entanto, o azimuth do traço da falha tem sempre uma ambiguidade de 180 graus, ou seja, é importante definir o sentido do azimuth, se é o azimuth de A para B ou de B para A, e convencionou-se que o sentido do azimuth é o que fica para a frente de um observador sobre o traço da falha, cuja face inclinada está à sua direita.

A inclinação do plano de falha,  $\delta$ , é o ângulo definido entre o plano horizontal e o plano de falha, com origem na horizontal e podendo atingir os 90 graus, ou seja vertical.

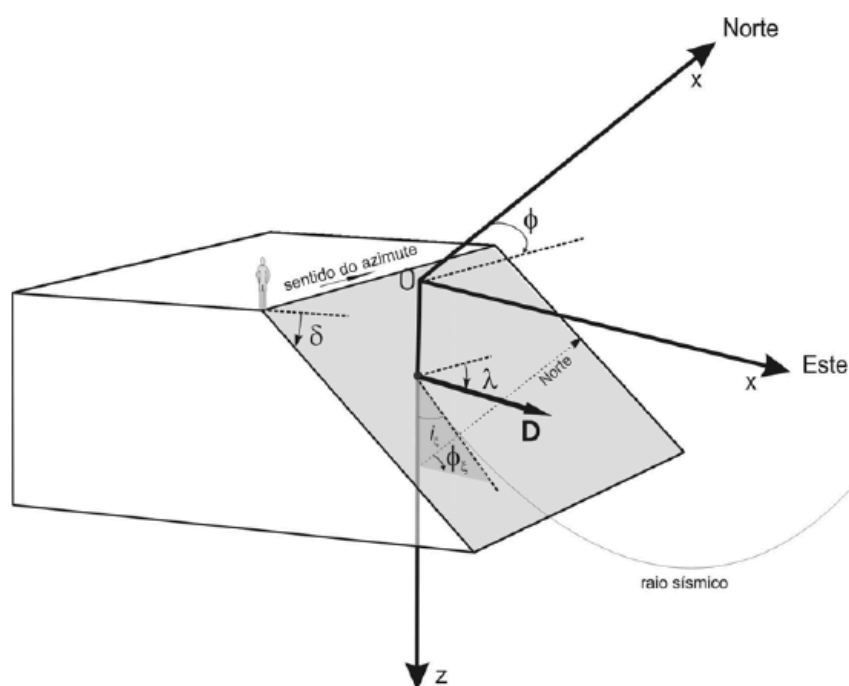


Figura 2.17. Referencial cartesiano com origem no epicentro e orientado segundo as direções do norte e de este, onde está representado o plano de falha com um deslizamento D. Os restantes parâmetros angulares permitem definir a geometria do plano de falha, o mecanismo de rotura e o raio sísmico (Caldeira, 2005).

O ângulo de deslizamento define o tipo de mecanismo e varia entre 0 graus e +180 graus e 0 graus e -180 graus. 0 graus e 180 graus correspondem a mecanismos de desligamento (esquerdo e direito respetivamente); -90 graus correspondem a mecanismos normais; 90 graus correspondem a mecanismos inversos e as situações intermédias seguem o mesmo raciocínio.

Na figura 2.17 encontra-se representado o sistema de coordenadas cartesiano utilizado na modelação das componentes norte, este e vertical da radiação. A origem desse referencial é colocada sobre o epicentro, projeção ortogonal do hipocentro, desta forma a conversão entre as coordenadas do referencial do plano de falha para o sistema de coordenadas superficial é meramente geométrico, implicando apenas rotações e uma translação, que pode ser determinada através desses parâmetros angulares.

#### 2.4.5. Modelos de fonte pontual e função temporal

Os modelos de fonte pontual descrevem a fonte sísmica como um deslizamento  $D$  em determinada direção sobre uma falha de dimensão infinitesimal. Porém o deslizamento não é instantâneo, evolui com determinada velocidade  $\dot{D}(t)$ , e por conseguinte a taxa de libertação de momento sísmico designada por Função Temporal da Fonte (FTF), pode ser representada através de:

$$\dot{M}(t) = M_0 \dot{D}(t)$$

onde  $M_0$  é dado por 2.35 e  $\dot{D}(t)$  é a função de velocidade do deslizamento.

Na figura 2.18 estão representadas as FTF mais usadas na modelação de fontes pontuais, onde se verifica a possibilidade de variação dos deslizamentos e a respetiva velocidade em função do tempo. Estas funções (FTF) apesar de serem simples podem ser agrupadas de forma a representarem roturas mais complexas, como se verificará mais adiante em modelos mais complexos. Este tipo de modelo (modelo de fonte pontual) ao considerar uma fonte sísmica pontual faz uma enorme simplificação, relativamente às reais dimensões da rotura sísmica por mais pequena que esta seja. Segundo Sato e Mori (2001), sismos de magnitude  $M_w = 2$  atingem comprimentos de rotura entre os 21 m e os 55 m, o que retira a possibilidade de analisar o processo de rotura. No caso de sismos maiores estes modelos de fonte são inadequados e por conseguinte não permitem o seu estudo. Nesses casos, os modelos adequados são os designados de fonte extensa (e.g. Haskell ou Brune) ou então, segundo uma subcategoria de modelos derivados nos modelos pontuais designados de subeventos que consideram a rotura de uma fonte extensa como uma sequência de fontes pontuais

de diferentes magnitudes que evoluem no espaço e no tempo mediante determinados critérios.

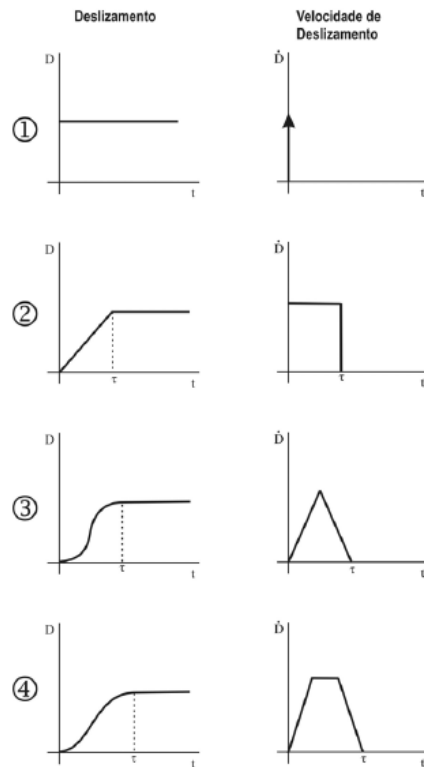


Figura 2.18. À esquerda estão representadas diversas representações de funções deslizamentos em fontes pontuais; à direita estão representadas as funções temporais da fonte, com a duração do deslizamento. 1) função impulsiva; 2) função retangular; 3) função triangular e 4) função trapezoidal (Caldeira, 2005).

#### 2.4.6. Método de Kikuchi e Kanamori

O método de Kikuchi e Kanamori (1991) baseia-se no modelo de subeventos para descrever uma fonte sísmica extensa, mediante a caracterização dos mecanismos e momentos sísmicos de uma sequência de fontes pontuais que distribui sobre um plano de falha definido. Estas fontes pontuais são determinadas de forma iterativa, ajustando os sismogramas observados com os sintéticos, para assim serem estimados os parâmetros do modelo.

Cada fonte pontual pode ser caracterizada através do tensor do momento sísmico  $M$ , constituído pela combinação linear de 6 tensores elementares, (Caldeira, 2005):

$$M = m_1 M_1 + m_2 M_2 + m_3 M_3 + m_4 M_4 + m_5 M_5 + m_6 M_6$$

Onde  $m_k$  são os coeficientes da combinação e  $M_k$  os tensores elementares correspondentes a 6 mecanismos simples (ver Kikuchi e Kanamori, 1991), de forma a obter:

$$[M] = \begin{bmatrix} m_2 - m_5 + m_6 & m_1 & m_4 \\ m_1 & -m_2 + m_6 & m_3 \\ m_4 & m_3 & m_5 + m_6 \end{bmatrix}$$

Se  $\omega_{ijn}(t; p)$  representar os sismogramas sintéticos elementares na estação  $i$  devido ao  $k$  tensor elementar,  $M_k$ , em cada subevento  $j$ , em que  $p$  é um parâmetro que representa coletivamente o instante de origem de cada subevento e a sua posição, então o sismograma sintético é obtido através de:

$$u_i(t) = \sum_{j=1}^{N_e} \sum_{k=1}^6 m_{jk} \omega_{ijk}(t; p)$$

onde  $N_e$  representa o número de subeventos. Os sismogramas sintéticos elementares são obtidos através de uma função temporal triangular de duração  $t$  e amplitude unitária,  $\dot{D}(t)$ :

$$\omega_{ijn}(t; p) = G_{ijk} * \dot{D}(t)$$

com  $G_{ijk}$  a representarem as funções de Green.

A melhor estimativa é obtida mediante um método de programação linear segundo o critério L2, onde os  $m_{jk}$  parâmetros do modelo são obtidos através da minimização do funcional (Kikuchi e Kanamori, 1991):

$$\Delta = \sum_{i=1}^{N_s} \int [\tilde{u}_i(t) - u_i(t)]^2 dt = \text{minimo}$$

Onde,  $\tilde{u}_i(t)$  representa o sismograma registado na estação  $i$  e  $N_s$  é o número de estações.

Segundo Kikuchi e Kanamori (1991) é possível obter a função correlação entre os sismogramas sintéticos e observados, através da aplicação da condição de mínimo a  $\Delta$ , em função dos coeficientes da combinação linear dos 6 tensores elementares ( $m_{jk}$ ), sendo obtida por:

$$\Psi_M(p) = \frac{\sum_n^{N_b} \sum_m^{N_b} R_{nm}^{-1} \Gamma_m \Gamma_n}{R_x} = \text{máximo}$$

onde  $N_b$  representa o número total de tensores elementares da rotura ( $6 \times N_e$ );  $R_x$  é o fator de normalização, quando o sismograma sintético é igual ao observado a função de correlação é igual a 1 ( $\Psi_M(p) = 1$ ) e em que:

$$R_{nm} = \sum_{i=1}^{N_S} \int [\omega_{in}(t, p) \omega_{im}(t, p)]^2 dt$$

$$\Gamma_n = \sum_{i=1}^{N_S} \int [\omega_{in}(t, p) \tilde{u}_i(t)] dt$$

$$R_x = \sum_{i=1}^{N_S} \int [\tilde{u}_i(t)] dt$$

A seguinte equação permite obter os coeficientes que definem o tensor do momento sísmico:

$$m_n = \sum_m R_{nm}^{-1} \Gamma_m$$

O método de Kikuchi e Kanamori (1991) pressupõe que se conhece à priori o número de subeventos, a velocidade máxima de rotura permitida, o mecanismo aproximado, a definição do plano de falha como a dimensão da falha retangular. Este método requer um conjunto de formas de onda (P e SH), desconvolvidas do instrumento relativas às estações com uma distribuição azimutal uniforme à volta da fonte.

#### 2.4.7. Método de distribuição dos deslizamentos

Tendo como base o anterior método foi desenvolvido um método de distribuição de deslizamentos sobre um plano de falha (Kikuchi e Kanamori, 2003). O método de distribuição do deslizamento consiste num algoritmo de inversão da forma de onda, de Kikuchi e Kanamori (2003) e tem como fundamento teórico o método de Hartzell e Heaton (1983). Este método tem como objetivo estimar as distribuições espaço temporal sobre um plano de falha definido à priori, através de registos telessísmicos e de um modelo de velocidades de propagação das ondas sísmicas no interior da Terra.

O plano de falha é definido através da orientação em relação ao norte geográfico (azimute) e da sua inclinação em relação à horizontal. Sobre esse plano é construído um referencial cartesiano com a sua origem sobre o hipocentro, o eixo dos  $xx$  segue a direção do azimute e o eixo dos  $yy$  segue a largura do plano de falha. O plano de falha é dividido em sub-falhas através de uma malha retangular, onde cada sub-falha é representada pelo nó que ocupa a posição central no interior do seu retângulo (Figura 2.19).

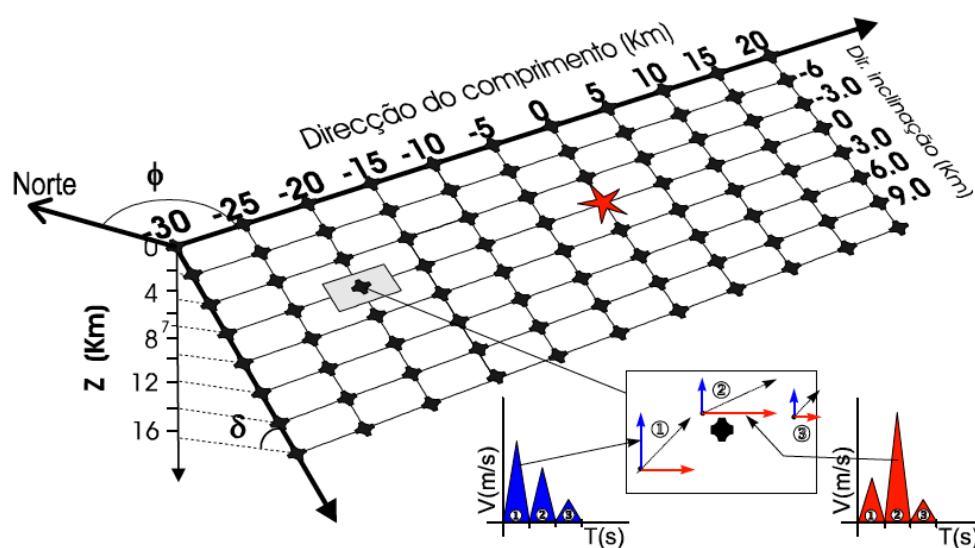


Figura 2.19. Referencial sobre o plano de falha com origem no hipocentro, representado pela estrela. A grelha está representada pelos nós que ocupam a posição central de cada sub-falha. Esquema da modelação através de uma função temporal triangular com três janelas (Caldeira, 2005).

Este modelo de rotura considera que num determinado instante, o instante inicial, a sub-falha que contém o hipocentro desliza mediante uma função temporalmente definida e a partir daí se propaga em todas as direções uma frente de onda com velocidade de rotura também definida. A passagem dessa frente de onda por uma determinada sub-falha concede-lhe a possibilidade de deslizar mediante uma sequência de choques pré-definida pelo número de janelas temporais, ou seja, a sub-falha pode romper várias vezes durante um determinado período de tempo, após a passagem da frente de rotura. Isto não implica a ocorrência de deslizamentos em todas as janelas temporais, contudo, podem existir sub-falhas onde não ocorra qualquer deslizamento e noutras onde a amplitude dos deslizamentos varie ao longo do tempo.



A inversão é feita por forma a definir a amplitude das duas componente dos deslizamentos de cada sub-falha em cada instante da grelha temporal definida para a rotura que produza os sismogramas sintéticos que otimizem o funcional ( $\Delta$ ), isto é, que melhor se ajustam aos sismogramas observados. Este método tem como base o método de Kikuchi e Kanamori (1991) e por isso, o método de inversão das formas de onda é bastante semelhante ao utilizado no método dos subeventos descrito na secção anterior. Neste caso é considerado que todos os deslizamentos ocorrem sobre um plano o que implica que o sismograma sintético associado a cada deslizamento seja determinado em função de apenas dois tensores elementares e não seis, como foi descrito na secção anterior. Desta forma os sismogramas sintéticos são determinados para cada estação sísmica, através da convolução da função temporal triangular e unitária com a função de Green. O deslizamento pode ser obtido por (Caldeira, 2005):

$$D_i = \frac{m_i}{\mu D_x \times D_y}$$

Estes métodos de inversão têm de ser tratados com a devida ponderação pois eles derivam de diversos constrangimentos, sendo o mais drástico, segundo Beresnev 2003, a descretização da forma integral do teorema da representação num somatório onde as sub-falhas assumem dimensões consideráveis. Assim, a dimensão das sub-falhas deve ser dimensionada com ponderação. Por um lado não podem ser demasiado grandes sob pena da descretização deixar de fazer sentido, por outro lado não deverem ser muito menores que os comprimentos de onda da radiação sob pena de perda de capacidade discriminatória dessa radiação para menores dimensões. Ainda segundo Beresnev (2003), outra fonte de incerteza no processo de inversão são as funções temporais da fonte (FTF), que são definidas em função da sua forma (triangulares ou trapezoidais) tendo influência no resultado da inversão da forma de onda, por isso, a definição da largura (duração temporal) da função deve ser bem ponderada.

## 2.5. Modelação de deslocamentos superficiais

A interpretação das deformações da crosta terrestre e a sua relação com os sismos e com os movimentos produzidos em falhas sísmicas, é um campo de investigação que ocupa a comunidade científica depois de Gilbert (1909) e Reid (1911) terem apresentado os modelos que sustentam as concepções atuais sobre a dinâmica dos sismos. Okada (1985, 1992), fez a revisão de todos os trabalhos publicados sobre a modelação da deformação a partir do movimento de falhas (Steketee, 1958; Rongved e Frasier, 1958; Chinnery, 1961; Savage e Hastie, 1966), apresentando uma normalização dos métodos que ainda hoje é usada (ex: Bezzeghoud et al., 1995).

A teoria de deslocamentos foi introduzida no campo da sismologia por Steketee (1958) e desde então houve um esforço, através de diversas publicações, no sentido da formulação considerando um modelo terrestre realista (McGinley, 1969; Ben-Menahem et al., 1969, 1970; Smylie e Mansinha, 1971; Ishii e Takagi, 1967a; Takemoto, 1981; Segall e McTigue, 1984; Ishii e Takagi, 1967b; Ben-Menahem e Gillon, 1970; Singh, 1970; Sato, 1971; Chinnery e Jovanovich, 1972; Sato e Matsu'ura, 1973; Jovanovich et al., 1974a, b; Matsu'ura e Sato, 1975; Rybicki, 1971, 1978; Rybicki e Kasahara, 1977; McHugh e Johnston, 1977; Niewiadom-ski e Rybicki, 1984; Sato, 1974; Sato e Yamashita, 1975).

Em Okada (1985 e 1992) foi realizada uma compilação de todos os trabalhos sobre a formulação teórica que permite calcular os deslocamentos permanentes e deformações em qualquer ponto de um meio semielástico, provocados por uma perturbação pontual ou, retangular finita em qualquer outro ponto no interior desse meio. Nesses trabalhos encontram-se as equações, que têm como base publicações que consideraram a possibilidade de diferentes cenários, dessa forma Okada (1985 e 1992) conseguiu um conjunto de equações normalizado para toda a comunidade científica. Em Okada (1985 e 1992) estão publicadas as expressões analíticas que descrevem a deformação superficial provocada por uma fonte sísmica num meio-infinito homogêneo. Numa primeira fase são apresentas as equações de deslocamentos gerados por uma fonte pontual, tendo como base a formulação teórica de Steketee (1958) que demonstrou que um campo de deslocamentos  $u_i(x_1, x_2, x_3)$

provocado por um deslocamento  $\Delta u_j$  ( $\xi_1, \xi_2, \xi_3$ ) numa superfície  $\Sigma$  envolvida num meio isotrópico, são obtidas através de:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{ij} \frac{\delta u_i^n}{\delta \xi_n} + \mu \left( \frac{\delta u_i^j}{\delta \xi_k} + \frac{\delta u_i^k}{\delta \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma$$

Onde,  $\delta_{ij}$  é o delta de Kronecker,  $\lambda$  e  $\mu$  são as constantes de Lamé e  $v_k$  é a direção do cosseno da perpendicular ao elemento da superfície  $d\Sigma$ , no caso descrito na figura 2.20 é  $(0, -\sin\delta, \cos\delta)$  e  $u_i^j$  é a  $i$  componente do deslocamento localizada no ponto  $(x_1, x_2, x_3)$  provocada pela  $j$  força pontual de magnitude  $F$ , aplicada no ponto de coordenadas  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ . A expressão para o meio infinito homogêneo foi obtida e apresentada por Press (1965).

A figura 2.20 apresenta um sistema de coordenadas cartesiano e é considerado que para  $z \leq 0$  existe um meio elástico. O eixo dos  $xx$  é paralelo ao topo da falha segundo a direção da rotura. Sobre o plano foram definidos os deslocamentos elementares  $U_1, U_2$  e  $U_3$ .

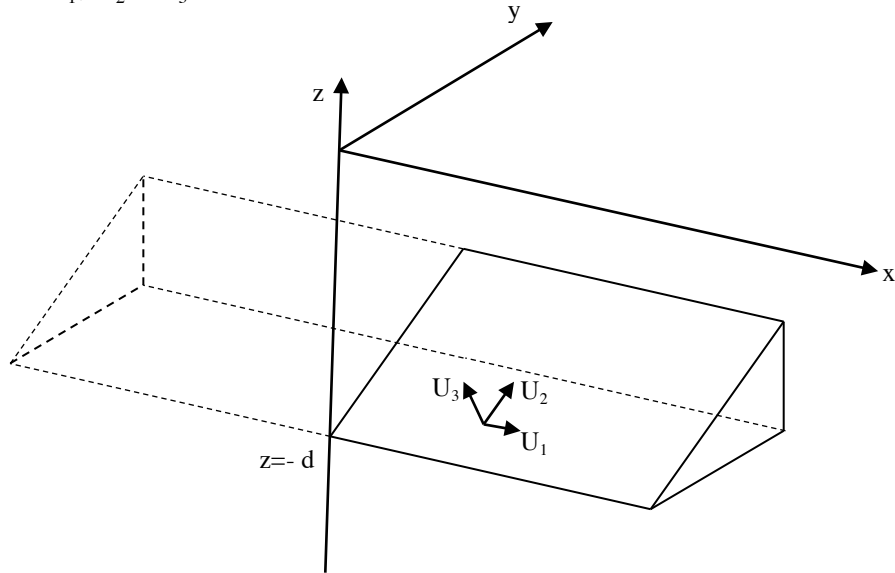


Figura 2.20. Sistema de coordenadas cartesianas (Adaptado de Kikuchi e Kanamori, 1985).

Através das equações descritas em Okada (1985 e 1992) é possível determinar os deslocamentos cossísmicos na superfície terrestre para os deslocamentos ocorridos sobre o plano de falha, no interior da crosta, considerando um meio infinito homogêneo. Nesta dissertação foi utilizado o algoritmo de Wang et al. (2003) que usa a solução analítica de Okada (1992).



### 3. Metodologia

---

Este capítulo tem como objetivo descrever a metodologia utilizada neste trabalho para a caracterização de processos internos ativos (a metodologia foi desenvolvida em *matlab* e os códigos podem ser descarregados no seguinte endereço<sup>6</sup>). A sua descrição será apresentada em três fases principais: a) a fase SAR que compreende toda a cadeia de processamento destes dados desde a seleção e aquisição das imagens SAR no formato bruto, passando pelo processamento SAR e InSAR, através do software ROIPAC (Rosen et al., 2004) até à obtenção dos resultados, os deslocamentos cossísmicos na direção do satélite (LOS); b) a fase de inversão sísmica/modelação geodésica que compreende todo o processo de inversão de dados sísmicos para obtenção do modelo de rotura seguida da modelação do campo de deformação cossísmica à superfície. Também esta parte da metodologia começa pela seleção e aquisição dos dados sísmicos para ser realizada a sua inversão e obter-se o modelo de rotura através do algoritmo de Kikuchi e Kanamori (2003), com este modelo de rotura gerar o campo de deslocamentos superficiais através das equações de Okada (1992) implementadas pelo algoritmo EDCMP2.0 de Wang et al., (2003); c) a fase de ajuste do modelo por comparação automática dos interferogramas sintéticos e observados. Esta fase compreende a projeção das três componentes dos deslocamentos calculados em b) na direção LOS, e posterior aplicação do algoritmo desenvolvido que otimiza o ajuste do interferograma observado com o respetivo sintético à medida que reposiciona geograficamente o modelo de fonte. A seguir estão descritas as principais etapas de cada fase:

#### Dados SAR

- Aquisição de dados SAR
- Processamento SAR
- Processamento InSAR

#### Dados Sísmicos

- Aquisição de dados Telessísmicos
- Processamento dos dados Telessísmicos

---

<sup>6</sup> [https://onedrive.live.com/redir?resid=8222F121D342C165!703&authkey=!AHaoK9\\_MI2E5v-Q&ithint=folder%2c](https://onedrive.live.com/redir?resid=8222F121D342C165!703&authkey=!AHaoK9_MI2E5v-Q&ithint=folder%2c)

- Inversão dos dados Sísmicos
- Modelação dos deslocamentos superficiais

#### Comparação

- Projeção dos deslocamentos na direção LOS
- Comparação do modelo com o Interferograma

### 3.1. Dados SAR

Os primeiros procedimentos da metodologia são baseados na verificação da existência de dados SAR para a região de estudo e respetivos pares interferométricos. Antes da aquisição destes dados deve-se ter em atenção aos requisitos necessários para a aplicação da técnica InSAR. Estes requisitos consistem na base crítica de cada sensor, na base temporal entre as imagens que forma o par interferométrico e na tentativa que a base perpendicular seja a mais pequena possível. No caso desses valores serem ultrapassados é impossível gerar o interferograma. Também se deve ter em conta que a localização do epicentro do evento, deve estar o mais próximo possível do centro da imagem, o que permitirá a observação de todas as franjas relativas aos deslocamentos provocados pelo sismo.

A ESA disponibiliza uma aplicação livre (EOLi-SA) que permite pesquisar na base de dados (ver <http://earth.esa.int/EOLi/EOLi.html>), que contém a informação dos diversos sensores, relativos às principais agências espaciais. Esta aplicação também permite estabelecer uma distância máxima entre aquisições de imagens SAR (*baseline*) na pesquisa de pares interferométricos, de forma a garantir coerência entre as imagens. Após selecionarem-se os melhores pares interferométricos podem ser descarregados via *ftp*. Com esses dados pode-se iniciar o processamento SAR através do software ROIPAC (Rosen, 2004). O ROIPAC permite ler essas imagens SAR, através dos diversos conversores de formato específicos para cada sensor. No caso das imagens do satélite ENVISAT, o software ROIPAC carrega as imagens SAR através do código em perl “*make\_raw\_envi.pl*” em conjunto com a informação do nome do ficheiro da imagem e o tipo de órbitas a usar no processamento, como são o caso de DOR (<https://earth.esa.int/web/guest/-/doris-precise-orbit-state-vectors-1502>), no caso de órbitas precisas fornecidas pela ESA ou o ODR (<http://www.deos.tudelft.nl/ers/precors/>), órbitas precisas fornecidas pela

Universidade de Delft. No caso das imagens do sensor PALSAR do satélite ALOS, o ficheiro relativo aos dados refletidos na superfície terrestre (IMG-HHALPSRP) e o ficheiro leader (LED-ALPSRP), onde estão os dados das órbitas fornecidas pela agência espacial JAXA, devem estar juntos na mesma diretoria, para que a aplicação perl “make\_raw\_alos.pl” consiga carregar os dados de ambos os ficheiros. Na linha de comandos é necessário introduzir o respetivo nome do ficheiro de dados e indicar o tipo de órbitas a usar no processamento, neste caso é sempre do tipo HDR (Header), ou seja, as órbitas são fornecidas com os dados da imagem.

Este procedimento é semelhante para todos os sensores, mas não é descrito nesta dissertação por ser irrelevante para o desenvolvimento da mesma.

Após a fase de leitura dos dados relativos às imagens e às órbitas, os dados, no formato do ROIPAC, permitem dar início ao processamento SAR.

O ROIPAC necessita de alguns parâmetros de entrada para que seja realizado o processamento SAR, como por exemplo a localização dos ficheiros relativos às imagens do par interferométrico e de outros parâmetros de configuração do processamento. Esta fase de processamento pode ser realizada através do programa *process\_2pass.pl*, o qual necessita do nome do ficheiro de entrada com os respetivos parâmetros de processamento (para esta explicação o ficheiro de entrada é denominado por *int.proc*, mas na realidade pode ter outro nome), também se deve indicar as palavras chave do passo pretendido, relativas ao início e ao fim do passo de processamento pretendido realizar, seguindo a seguinte estrutura:

*Process\_2pass.pl int.proc **início fim***

Onde o início e o fim, devem ser uma das palavras chaves da tabela 3.1. Se pretendermos realizar todo o processamento de uma só vez e de forma automática, basta introduzir a instrução:

*Process\_2pass.pl int.proc **raw done***

Tabela 3.1. Principais comandos que controlam os passos do processamento.

<i>raw</i>	<i>Resamp</i>	<i>begin_filt</i>
<i>orbbase</i>	<i>Flatorb</i>	<i>done_filt</i>
<i>roi_prep</i>	<i>full_res</i>	<i>make_mask</i>
<i>slcs</i>	<i>begin_sim</i>	<i>unwrapped</i>
<i>offsets</i>	<i>seismic</i>	<i>done</i>

O primeiro passo do processamento requer que sejam introduzidas as palavras “raw” e “roi-prep”, o que significa que o processamento tem início com os dados brutos (raw) e termina com os dados no formato do *software* ROIPAC.

Nesta primeira fase do processamento são formadas as imagens SAR, é determinada a média dos centróides de Doppler das duas imagens, com esse valor ambas imagens são filtradas, de forma a que o centróide de Doppler seja homogêneo nas duas imagens. Se a instrução “orbbase” for introduzida em vez de “roi\_prep”, o ROIPAC determina ainda a distância entre as duas órbitas (*baseline*).

Para serem obtidas as imagens SLC é necessária a instrução “slcs”, que permitirá a realização da focalização das imagens, implicando a compressão em alcance e em azimuth, estes processos já foram descritos anteriormente. O ficheiro de saída é uma imagem SLC de alta resolução.

No caso, de ser introduzida a opção “concurrent\_roi = yes” no ficheiro de entrada (*int.proc*), implica que a focalização será realizada, em simultâneo, em ambas as imagens. Esta opção deve ser equacionada se o processamento for realizado num computador com um processador com vários núcleos e com memória suficiente para suportar duas imagens em simultâneo. Nesta fase, para além da imagem SLC de alta resolução, também é criada uma imagem de baixa resolução, para ser mais leve e mais rápida a sua visualização. Esta imagem de baixa resolução, torna a geometria da imagem próxima da realidade, ou seja, agrupa um conjunto de pixéis de forma a que a sua área corresponda a um quadrado. Esta operação é realizada através do programa “look.pl” e por defeito são considerados 16 pixéis (*looks*) em alcance. No ficheiro “int.proc” é possível definir a relação entre pixéis em alcance e em azimuth, que por defeito é 5. O número de looks em azimuth é determinado através da multiplicação do número de *looks* em alcance pela relação de pixéis, ou seja, por defeito é  $16 \times 5 = 80$  pixéis. Desta forma a imagem “data\_16looks.slc” é formada através da média de 16 pixéis em alcance por 80 pixéis em azimuth.

Este aspeto é devido à geometria radar, o que significa que a imagem “data.slc” aparenta estar esticada na direção do azimuth. Por exemplo, no caso do satélite ENVISAT, a dimensão do pixel em azimuth é cerca de 4 m e em alcance é de 20 m.

Quando as imagens SLC são criadas, deve-se verificar se foram bem focadas, isto porque o valor do centróide de Doppler pode ter sido mal estimado, provocando



imagens pouco nítidas e em determinados casos extremamente desfocadas, no caso de estar tudo bem pode-se passar para a fase seguinte.

No processamento InSAR, o primeiro passo, consiste em alinhar as duas imagens SLC, como foi mencionado na seção (2.1). O ROIPAC realiza esse passo dentro do programa “*process\_2pass.pl*” tendo a indicação que o processamento a ser realizado começa na fase “*slcs*” e termina em “*offsets*”. Neste passo são determinados os desvios existentes entre as duas imagens. Se para além de calcular os desvios pretender-se efetuar o alinhamento das imagens, deve-se introduzir “*resamp*”, em vez de “*offsets*”, esta ordem implica que os desvios calculados sejam usados para reamostrar a imagem secundária em relação às coordenadas da imagem principal, ou seja, é obtida a imagem secundária alinhada com a imagem principal. Este alinhamento é chamado de correção das imagens e consiste na sub-rotina “*make\_offset.pl*” do programa ROIPAC onde determina os desvios grosseiros bidimensionais, entre as duas imagens SLC, através da informação orbital de ambas as imagens. Estes valores iniciais também podem ser introduzidos manualmente no ficheiro de entrada “*int.proc*” através de “*x\_star*” e “*y\_start*”, estes valores podem ser determinados através da diferença de coordenadas de um pixel homólogo identificado em ambas as imagens.

O programa “*offset.pl*”, ajusta esses desvios grosseiros a uma transformação Afim, neste processo de ajustamento são eliminados todos os desvios com resíduos superiores a 0.5 pixel. O resultado deste ajustamento consiste numa listagem de desvios, permitindo obter uma média desses desvios selecionados, para a seguir, ser realizado um novo ajustamento, chamado de ajustamento fino. Este ajustamento tem como objetivo eliminar todos aqueles desvios com resíduos superiores a 0.08 pixel. O ficheiro de saída com estes desvios segue o seguinte tipo de formatação: *fitoff\_ampcor.out*.

Na posse dos desvios finos, pode-se passar à fase seguinte, que consiste em reamostrar a imagem secundária. Para isto, o programa “*raw2ampintcor.pl*” corre “*resamp.pl*” para carregar os ficheiros necessários ao programa “*resamp\_roi*”. A função deste programa é ajustar os desvios finos a uma função polinomial e assim reamostrar a segunda imagem, *data2.slc*, em relação às coordenadas da imagem *data1.slc*.

Ainda na fase do correção e após a reamostragem, é determinado o interferograma complexo, *data1\_data2.int* e a respetiva imagem de amplitude, *data1\_data2.amp*. A fase interferométrica deste interferograma ainda possui todas as componentes dos efeitos da geometria das orbitas, da topografia, do deslocamento, da atmosfera e outros efeitos residuais.

Com o intuito de remover as contribuições indesejadas, o ROIPAC realiza uma remoção inicial com o objetivo de aplanar o interferograma (*flattening*) através da remoção da fase devida à geometria orbital, considerando a curvatura da terra e a inexistência de qualquer topografia. Desta forma, é considerado um MDT falso de elevação constante e os respetivos dados orbitais, para assim, ser calculado e subtraído esse efeito da fase interferométrica. Este efeito é devido à *baseline* e às suas variações ao longo da aquisição das duas imagens, permitindo a remoção das franjas relativas à geometria das órbitas, ficando ainda por remover as franjas provocadas pela elevação topográfica. A imagem correlação ou coerência é determinada aqui nesta fase.

A próxima fase consiste em iniciar o processamento em “*full\_res*” e terminá-lo em “*seismic*”, ou seja no final desta fase é pressuposto conseguir-se visualizar as franjas relativas aos deslocamentos cosísmicos, daí o nome “*seismic*”. Nesta fase com o intuito de remover a fase topográfica, o ROIPAC cria uma imagem sintética tendo como base o MDT (fornecido através do ficheiro de entrada *int.proc*) e a órbita de aquisição da imagem principal, projetando o MDT em relação às coordenadas do sensor para depois calcular a fase topográfica e subtraí-la ao interferograma original.

A fase de processamento *begin\_filt* e *done\_filt* consiste no início do desenrolamento da fase interferométrica. Este processo depende do método de desenrolamento da fase escolhida. No entanto, de uma forma geral, pode ser aplicado o filtro *power spectrum filtering* de Goldstein e Werner (1998), especificando o parâmetro “*FilterStrength*”, no ficheiro de entrada, por defeito o ROIPAC usa o valor de 0.5. No caso de resultados com muito ruído pode ser usado um filtro adicional, colocando-se no ficheiro de entrada “*Filt\_method = adapt\_filt*”.

Entre os passos, “*done\_filt*” e “*make\_mask*” é criada uma máscara para as zonas de baixa coerência, para não serem usadas no desenrolamento da fase interferométrica. Por defeito, o processo de desenrolar a fase tem início no centro da imagem, mas pode ser alterado ao introduzir no ficheiro de entrada, as coordenadas

pretendidas através dos parâmetros “*unw\_seedx*” e “*unw\_seedy*”. Existem diversos algoritmos disponíveis como por exemplo “*old*” (Goldstein et al., 1988), ou o “*SNAPHU*” (Chen e Zebker, 2002), entre outros.

A última fase do processamento InSAR é o *Geocoding* (geo-referenciação) e consiste em atribuir coordenadas geográficas ao nosso interferograma através da informação do MDT utilizado.

## 3.2 Dados sísmicos

### 3.2.1. Aquisição de dados e o seu tratamento

Os dados sísmicos utilizados são os registos do movimento do solo produzidos pelas ondas de volume (P e S), e geradas a partir de focos sísmicos a distâncias entre 30° e 90° dos locais onde são registadas. A escolha deste tipo de dados deve-se a dois motivos: a) são ondas que no seu trajeto, entre o foco e a estação sísmica, atravessam essencialmente o manto inferior, camada que por ser menos complexa, torna a interpretação e consequentemente a modelação destes movimentos mais simples (Kennett, 1983; Bezzeghoud, 1987); b) por este tipo de dados sísmicos serem publicamente acessível a partir dos consórcios de redes sísmicas relativamente a todos os eventos de maiores dimensões ( $M_w > 5.5$ ).

As ondas P são as primeiras a chegar e por isso, o instante de chegada às estações sísmicas é bem identificado nos registos da componente vertical, por essa razão privilegiamos essa componente, a vertical, quando se pretende proceder à inversão/modelação a partir de ondas P.

As ondas S chegam depois das P e a projeção na direção transversa à direção epicentro-estação das ondas S registadas nas componentes horizontais do sismómetros (norte e este), simplesmente chamada componente transversa SH, é a mais utilizada por ser aquela que revela ser mais energética e por isso, o instante de chegada é identificado com maior segurança.

Na figura 3.1 estão representados os registos de banda larga do sismo de Arequipa (Peru) de 2001, relativos às componentes vertical e componente transversa das SH registadas na estação sísmica POHA, onde se verifica como são bem

identificadas as chegadas das ondas P na componente vertical e S na componente transversa de SH.

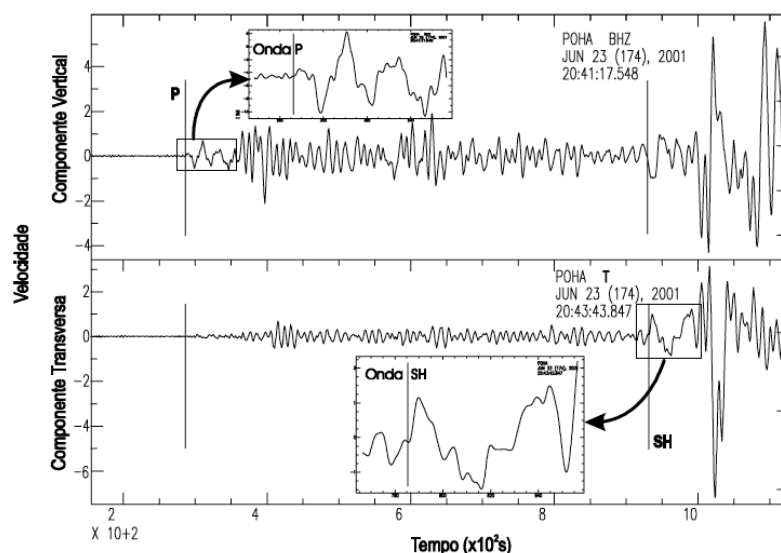


Figura 3.1. Janelas com o registo das componentes vertical (BHZ) e transversa (T) dos registos de banda larga da estação POHA da rede IRIS, relativamente ao sismo do Peru de 23 de junho de 2001. Onde é possível verificar a chegada das ondas P e S, nas componentes vertical e transversa, respetivamente (Caldeira, 2005).

No caso de grandes sismos, os registos telessísmicos das formas de onda são aqueles que, por abrangerem uma grande extensão do planeta acabam por ser registados por um grande número de estações que circundam a fonte em todas as direções e por isso garantindo boas coberturas azimutais. Por esse facto são os únicos possíveis de utilizar na modelação de sismos em zonas onde escasseiam dados próximos ou por razões de política de proteção de dados não são disponibilizados. As várias redes espalhadas pelo planeta fornecem os dados de algumas estações de banda larga aos consórcios como o IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) ou o ORFEUS (Observatories and Research Facilities for European Seismology), que por sua vez os disponibilizam livremente.

Assim, as formas de onda disponíveis podem ser pesquisadas e obtidas diretamente das bases de dados desses consórcios mediante a utilização de ferramentas desenvolvidas para o efeito, como por exemplo o WILBERII (<http://www.iris.edu/>) que indexa os dados por evento sísmico. É possível descarregar todos os dados disponíveis para o respetivo evento em estudo, com a possibilidade de seleccionar qualquer porção das componentes horizontais e vertical das formas de onda, nas diversas taxas de amostragem disponíveis, em função da distância ao

epicentro ou do azimuth. Nos casos aqui abordados foram requisitadas porções de sinal que incluíssem as fases P e S das 3 componentes na banda BH (Figura 3.2, fases P e S e respectivas componentes) para distâncias epicentrais compreendidas entre 30° e 90°. Estes dados podem ser fornecidos em vários formatos, nos casos considerados foram requisitados no formato *seed* por permitir juntar num único ficheiro todos os dados selecionados bem como as respostas dos instrumentos que os registaram. Posteriormente, através do utilitário *rdseed* os dados e respostas são convertidas para o formato SAC (*Seismic Analysis Code*), programa escolhido para fazer todo o processamento sinal necessário.

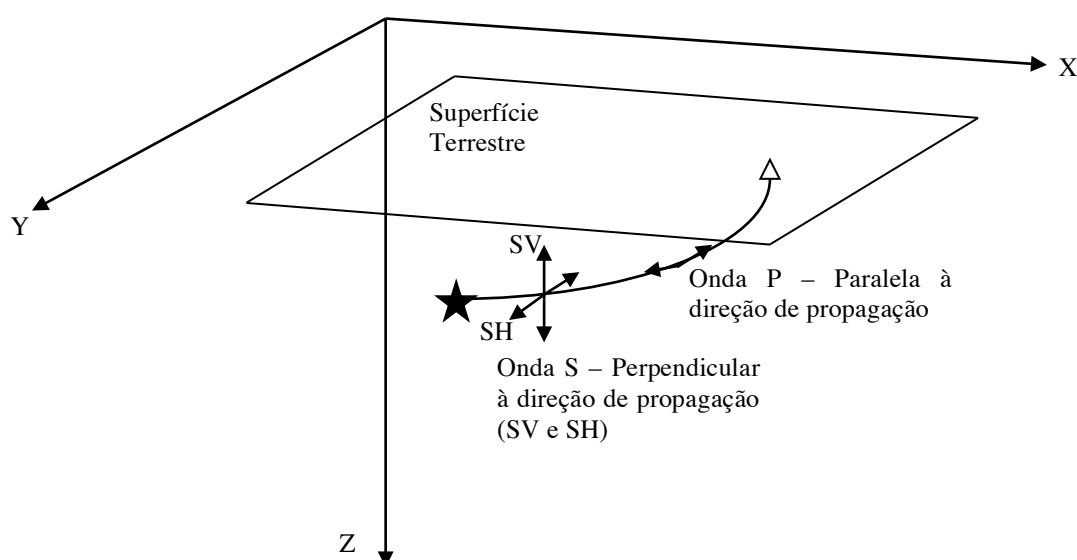


Figura 3.2. Trajeto das ondas P e S com a representação das componentes ao longo do trajeto entre o hipocentro (estrela) e a estação sísmica (triângulo).

O processamento de sinal consistiu na identificação das fases P nas componentes verticais e S nas horizontais; reamostrar todas as formas de onda para a mesma taxa de amostragem; cortar todas as formas onda, selecionando uma janela temporal compatível com a duração espectável da rotura; corrigir do instrumento de modo a obter apenas o movimento do solo e filtrar de acordo com o tipo de sismo e dimensão das sub-falhas a definir; projetar as componentes horizontais na direção estação-epicentro e na transversal a esta (operação denominada rotação) e considerar a componente transversal - SH transversas (Figura 3.2); finalmente deslocar verticalmente as formas de onda por forma a ajustar a zero a amplitude da primeira chegada das ondas P ou SH (exigência do programa de inversão).

Na preparação dos dados, optou-se por reamostrar todos os dados descarregados para uma taxa de amostragem de 0.1 s. Estes necessitam ser filtrados através de um filtro passa banda, por exemplo para as frequências 0.1Hz e 2Hz. Deste modo é possível desconvoluir a resposta do instrumento da forma de onda registada. Neste tratamento a correção do instrumento foi feita usando os ficheiros de Polos e Zeros do instrumento que inclui a constante de normalização, o fator de amplificação do digitalizador.

Para cada componente é necessário calcular a distância do sismómetro (S) ao hipocentro (H) e o azimute de S para H, como o respetivo azimute inverso, de H para S; o parâmetro P, G e a velocidade das ondas P e S no hipocentro, mediante a utilização do modelo de velocidades global das tabelas de *Jeffreys-Bullen* (JB). Estes parâmetros são determinados através do programa *station.parameter* e utilizados na construção do ficheiro *sackiku.inp* para ser utilizado pelo programa SACKIKU com o intuito de compatibilizar o formato de saída do programa SAC com o formato do ficheiro de estrada, *fort.1*, do algoritmo *mom3* (Kikuchi e Kanamori, 2003).

### 3.2.2. Inversão das formas de onda e obtenção dos modelos de rotura.

Nesta fase foi usado o algoritmo *mom3* de Kikuchi e Kanamori (2003) semelhante ao método desenvolvido por Hartzell e Heaton (1983).

A operacionalização do método linearizado, com base no teorema da representação discretizado, impõe a fixação de vários parâmetros do modelo que precisam ser definidos por uma parametrização precisa. Assim, é necessário fixar o azimute do plano de falha (*strike*), a sua inclinação (*dip*), o ângulo médio dos deslizamentos (*rake*), a profundidade do hipocentro ( $H_0$ ), a velocidade média da rotura, o número de sub-falhas ao longo do comprimento e da largura do plano de falha, como a respetiva dimensão de cada sub-falha. A escolha desses parâmetros condicionam a solução, por isso é importante fazer uma escolha criteriosa.

Os parâmetros relativos ao mecanismo (*Strike*, *Dip*, *Rake*,  $H_0$ ), habitualmente são fornecidos por organizações internacionais, sendo esta uma forma de obtê-los. A dimensão da falha, pode ser estimada com base nos dados geodésicos (deslocamentos cossísmicos) ou através do valor do momento sísmico fornecido pelas organizações internacionais. A velocidade média e a direção de rotura podem ser obtidas através do

método de directividade (Caldeira et al., 2010). A dimensão das sub-falhas deve ser dimensionada em conformidade com os filtros usados nas formas de onda. Conhecendo a velocidade das ondas na região focal, torna-se possível estimar os comprimentos de onda mínimos registados. Fisicamente não faz muito sentido usar sub-falhas com dimensões muito inferiores a esses comprimentos de onda.

Este algoritmo requer um modelo de velocidade de propagação das ondas P e S, no interior da Terra. De seguida este modelo é inserido no ficheiro *fort.2*. Usando, se necessário um dos modelos globais (IASP, AK135, JB, PREM), caso se verifique a ausência de modelos regionais para a fonte e as estações sísmicas. Estes modelos descrevem como varia a velocidade das ondas P e S e densidade em função da profundidade, além de outras propriedades elásticas não consideradas no caso presente (Figura 3.3).

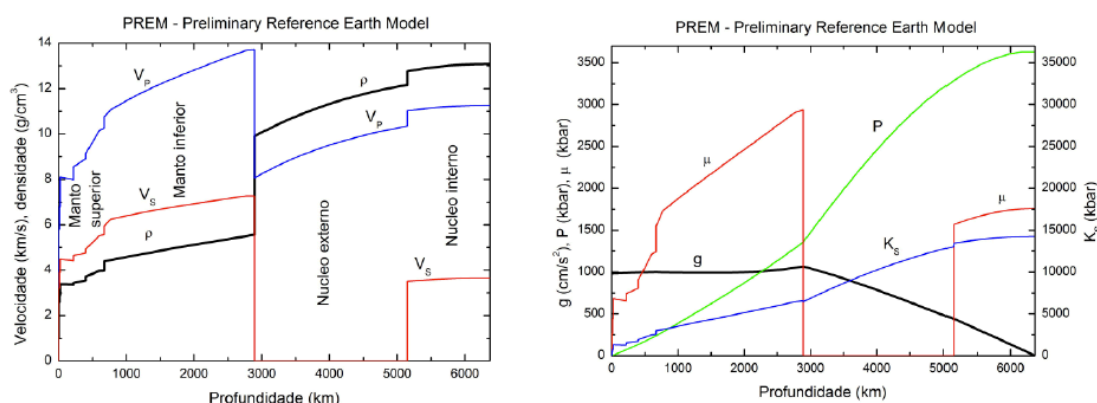


Figura 3.3. Modelo PREM, variação da velocidade das ondas P e S em função da profundidade, da densidade, da aceleração da gravidade, da pressão e algumas propriedades elásticas no interior da Terra.

O algoritmo *mom3* permite obter em primeiro lugar o modelo de rotura definido por uma distribuição de deslizamentos ocorridos no plano de falha em função do tempo e a função temporal da fonte; adicionalmente devolve também o respetivo mecanismo médio, como o *rake* ajustado, e o momento sísmico escalar total ( $M_0$ ). Além disso calcula os sismogramas sintéticos referentes ao modelo invertido e a covariância entre os sismogramas observados e os sintéticos. São esses os únicos indicadores da qualidade do modelo de rotura obtido por este tipo de métodos. Contudo, sabe-se (e.g. Beresnev, 2003) que diferentes modelos podem explicar igualmente o mesmo conjunto de dados. Nesse sentido convém submeter o modelo em causa ao cômputo de outros dados, por exemplo a deformação cossísmica.

Assim, o modelo de rotura obtido por inversão de ondas sísmicas foi usado no algoritmo EDCMP (Wang et al., 2003) para determinar o respetivo campo de deslocamentos cosísmicos na superfície terrestre.

### 3.2.3. Modelação dos deslocamentos superficiais

A modelação dos deslocamentos superficiais pode ser realizada através do algoritmo EDCMP2.0 de Wang et al. (2003). Este programa usa as equações analíticas de Okada (1992) para determinar os deslocamentos na superfície terrestre, ou pode fazê-lo numericamente mediante o cálculo das funções Green. O algoritmo EDCMP envolve a preparação de um ficheiro de parametrização que contém a definição do modelo de fonte e sua localização bem como a definição da grelha com as localizações dos pontos onde se pretende calcular as três componentes dos deslocamentos cosísmicos (Figura 3.4).

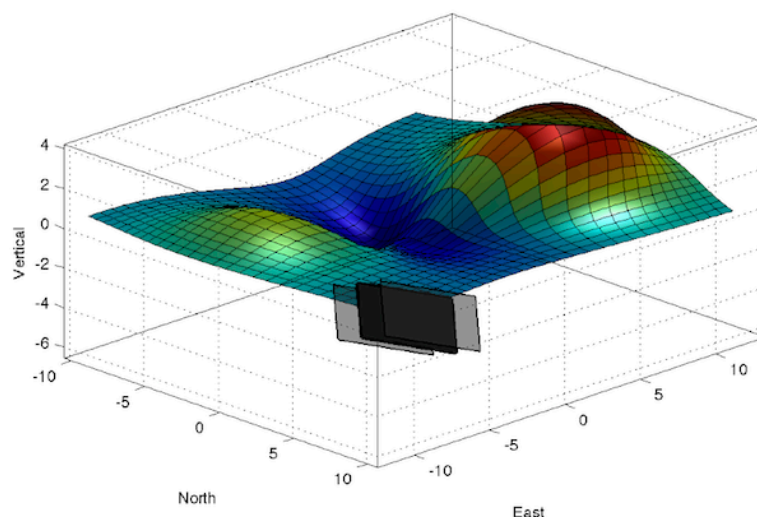


Figura 3.4. Exemplo tridimensional do resultado da superfície terrestre deformada por uma rotura representada através de um plano de falha, localizada no interior de um meio elástico.

Na figura 3.4 está representada uma grelha com um determinado espaçamento e orientada em relação ao norte, para a qual foram determinados os deslocamentos provocados pelos deslizamentos dos blocos que definem o modelo de fonte, supostamente inserido no interior de um meio infinito e homogéneo. Atendendo a que o espaçamento entre os nós da grelha, onde os deslocamentos são calculados, determinam a resolução espacial dos resultados, não é conveniente atribuir um



espaçamento grande (p.ex: 1 km) quando se pretende usar os resultados bem definidos como nos casos a considerar. Se não for tomado esse cuidado o resultado será um modelo de deslocamentos superficiais de má resolução, pois em cada retângulo com essa dimensão espacial, existirá apenas um valor relativo aos deslocamentos modelados, o que pode causar grandes variações de deslocamentos entre retângulos adjacentes. Para simular uma situação real é necessário garantir variações suaves de retângulo para retângulo, a não ser que os deslizamentos provoquem uma rotura superficial. Devido a este facto, é pretendido que o modelo obtido tenha uma boa resolução para não ser perdida qualquer informação relativa aos deslocamentos modelados e nunca esquecendo que o objetivo principal é comparar esse modelo com o interferograma. Por isso, o modelo pode ter uma resolução similar ou melhor do que a resolução do interferograma de fase desenrolada (~90 m).

O modelo de rotura introduzido neste algoritmo consiste num conjunto de sub-falhas, onde cada uma é identificada através de nove parâmetros: o deslizamento da sub-falha  $D_i$ ; as coordenadas da origem de cada uma dessas sub-falhas ( $X_{i0}$ ,  $Y_{i0}$ ,  $Z_{i0}$ ) em relação ao sistema de coordenadas definido pelas direções do norte, este e profundidade, estando este centrado no epicentro;  $W$ ,  $L$  a largura e o comprimento da sub-falha;  $\phi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$  o azimuth, a inclinação e o ângulo de deslizamento de cada sub-falha. Desta forma é possível aplicar as equações de Okada para determinar as três componentes do deslocamento ( $U_x$ ,  $U_y$ ,  $U_z$ ) para cada retângulo da grelha, que representa a superfície terrestre. As coordenadas geográficas do epicentro são um dos parâmetros a determinar, este facto implica que as coordenadas dos deslocamentos superficiais não sejam geográficas e como é pretendido comparar este modelo com os deslocamentos observados pelas técnicas geodésicas é fundamental localizar o modelo na superfície terrestre.

#### 3.2.4. Projeção das componentes dos deslocamentos superficiais segundo a direção do satélite

O deslocamento superficial sintético é uma lista de coordenadas e deslocamentos nas três componentes, norte, este e vertical. Por isso, com o objetivo de obter valores comparáveis com os deslocamentos medidos no interferograma de fase desenrolada é necessário projetar as componentes dos deslocamentos sintéticos

na direção do sensor SAR, criando assim um modelo sintético do campo de deslocamento na direção do satélite. Numa segunda fase, é pretendido geo-referenciar esse modelo de deformação sintético através de uma região de correlação máxima entre o modelo e o interferograma. Assim, para projetarmos as componentes do deslocamento modelado na direção do sensor SAR é necessário conhecer a sua posição ao longo da aquisição das suas imagens. Desta forma, o programa ROIPAC permite determinar dois parâmetros fundamentais para este cálculo, o azimuth da visada do sensor e o ângulo de incidência dessa visada com a superfície terrestre. O ROIPAC determina estes dois ângulos para todos os pixels do interferograma, no entanto, não se justifica esse cálculo tão pormenorizado. Neste trabalho foi considerado que os valores do centro da imagem não variam, dessa forma são utilizados esses valores para todo o modelo.

A aplicação *make\_los.pl* permite determinar uma imagem com esses dois ângulos e assim, foi desenvolvido um código *matlab* de forma a projetar as componentes do deslocamento segundo a direção LOS, tendo como base a equação 2.30. O resultado da aplicação desse código são duas grelhas com os deslocamentos projetados, na forma de deslocamento absoluto para ser comparada com o interferograma de fase desenrolada e uma segunda na forma de interferograma sintético, para ser comparada com o interferograma de fase enrolada.

### 3.3. Procura pela melhor localização por ajuste entre os interferogramas observado e sintético

Esta seção aborda o método desenvolvido com o objetivo de relocalizar geograficamente o plano de falha, por ajuste do interferograma sintético produzido a partir do modelo de fonte obtido, com o interferograma real bem localizado geograficamente. Previamente à realização da procura automática da melhor localização do modelo foi necessário ter em atenção a dimensão dos pixels dos dois interferogramas. A dimensão do pixel do interferograma sintético é definida no ficheiro de entrada do programa EDCMP, onde se estabelece a dimensão e o espaçamento da grelha. No caso do interferograma de fase desenrolada, a dimensão do pixel é definida pela resolução do MDT utilizado. No entanto, todas as imagens geradas pelo ROIPAC possuem o respetivo ficheiro *rsc*, onde estão os parâmetros

relativos a essa imagem, por isto basta consultar esse ficheiro e verificar qual é a dimensão do pixel. Conhecidas as dimensões do pixel dos dois interferogramas faz-se uma reamostragem por interpolação nas grelhas do modelo sintético, por forma a conferir-lhe o espaçamento da malha do interferograma real. Com este procedimento obtém-se as duas grelhas com malhas de espaçamento igual. Agora é possível identificar no modelo a região onde ocorreu o deslocamento máximo. É esperado que esta região esteja localizada na proximidade do epicentro, no entanto, em casos especiais esta situação pode não ser verificada. Essa região é recortada através da construção de uma nova matriz, é possível observar este processo de recorte na figura 3.5. Neste momento o objetivo é comparar este recorte com os valores do interferograma de fase desenrolada. Para isto, foi criado um algoritmo que coloca este recorte sobre o interferograma e após o cálculo do coeficiente de correlação para essa região através da equação 3.1, o recorte é deslocado pixel a pixel, ao longo de cada coluna e linha, até percorrer todo o interferograma. Em cada nova posição do recorte é determinada a correlação entre a matriz e a região do interferograma através da equação 3.1. O coeficiente de correlação permite relacionar as duas matrizes (A e B), de forma a quantificar a semelhança das suas regiões, ou seja, o coeficiente de correlação é normalização.

$$r = \frac{\sum_m \sum_n (A_{mn} - \bar{A})(B_{mn} - \bar{B})}{\sqrt{\sum_m \sum_n (A_{mn} - \bar{A})^2 \sum_m \sum_n (B_{mn} - \bar{B})^2}} \quad 3.1$$

onde A é a matriz do modelo; B é o interferograma;  $\bar{A}$  é a média da matriz A;  $\bar{B}$  é a média da matriz B; os índices m e n representam a dimensão do modelo.

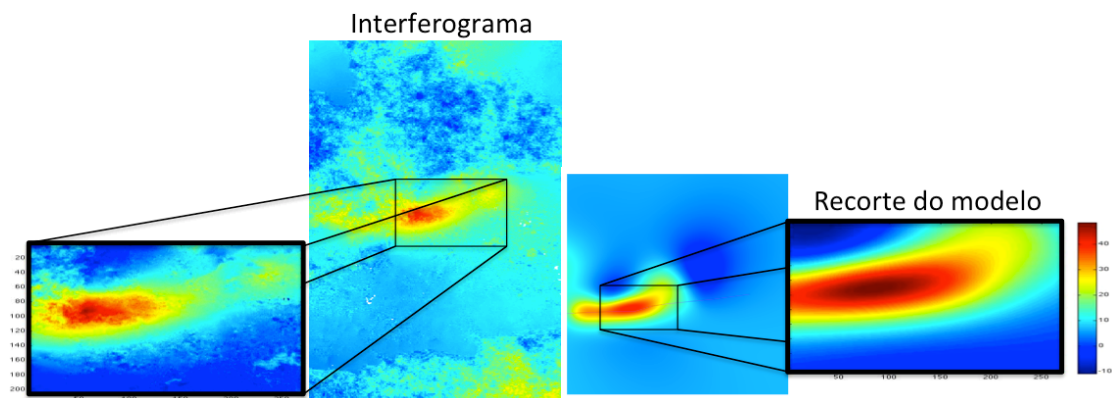


Figura 3.5. Modelo recortado (à direita) e interferograma com a localização da região de correlação máxima (à esquerda).

Este processo é repetido para todas as combinações das duas porções do recorte selecionado. Quando o processo chega ao fim é escolhido o ajuste que produziu a correlação máxima. A partir daí são atribuídas as coordenadas geográficas ao interferograma sintético e consequentemente determinadas as correspondentes coordenadas geográficas do modelo de rotura invertido.

Por fim, com o intuito de determinar a diferença entre o modelo georeferenciado e o interferograma de fase desenrolada foi utilizado o programa Quantum GIS (qgis) para realizar esse cálculo e gerar uma nova grelha, podendo observar-se as grelhas intervenientes na figura 3.6.

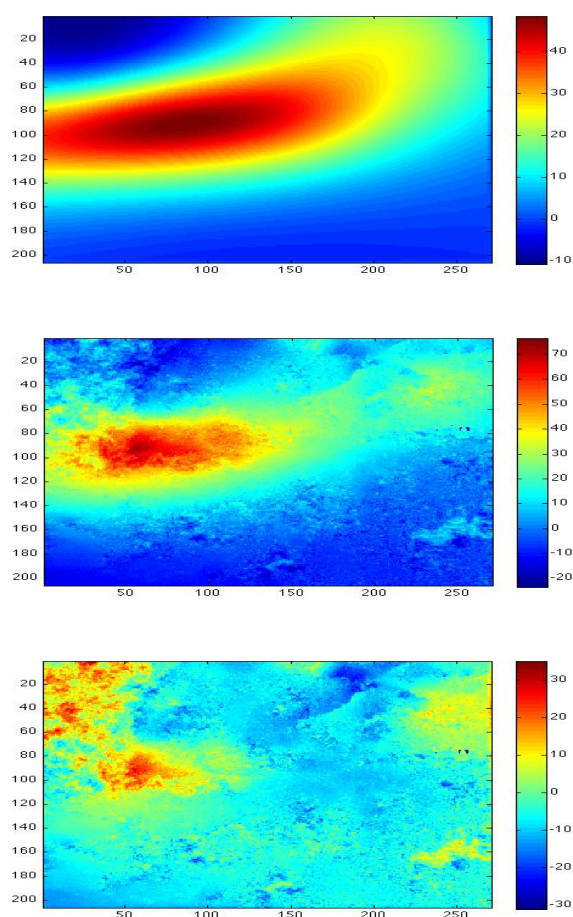


Figura 3.6. Recorte da região do epicentro do modelo de deslocamentos (em cima). Região de máxima correlação do interferograma (no meio) e diferença entre o recorte do modelo e região de máxima correlação do interferograma (em baixo).

## 4. Sismo de 12 de janeiro de 2010, Haiti.

Neste capítulo é estudado o sismo ocorrido em 12 de janeiro de 2010 no Haiti, sendo uma compilação dos seguintes trabalhos já publicados: Santos et al., 2011; Borges et al., 2010; Santos et al., 2013a; Santos et al., 2013b e Santos et al., 2013c.

### 4.1. Introdução

Na região caribenha onde se situa o Haiti e onde ocorreu o sismo de  $M_w$  7.0 de 12 de janeiro de 2010 existe uma tectónica de placas bastante complexa. Em termos genéricos a placa caribieana move-se na direção  $N70^\circ E$  em relação à placa Norte Americana com uma velocidade de  $20.0 \pm 3$  mm/ano, implicando uma convergência oblíqua entre a ilha Hispaniola (constituída pela República Dominicana e pelo Haiti) e a placa Norte Americana (Mann et al., 2002; Calais et al., 2010 e Ali et al., 2008). Esta convergência oblíqua é distribuída por duas fronteiras: 1) entre as falhas Setentrional-Hispaniola e 2) nas falhas da parte sul (Falha de Muertos e Falha de Enriquillo) da península Hispaniola (Figura 4.1).

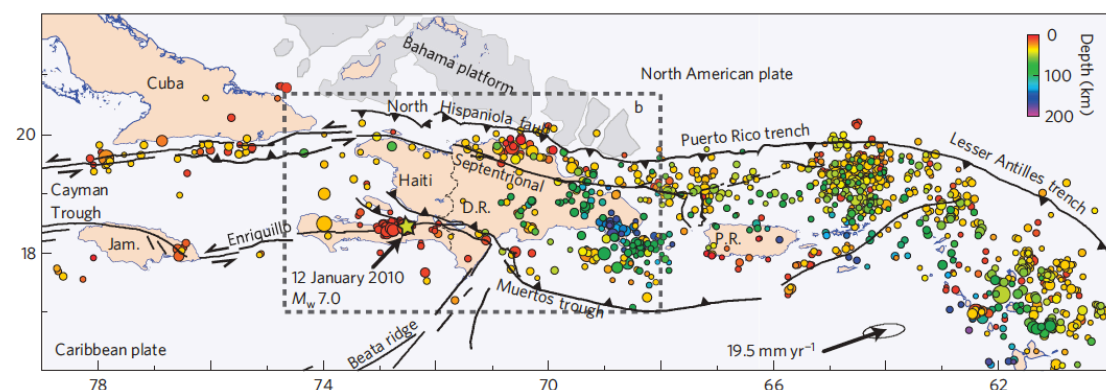


Figura 4.1. Tectónica de placas da região caribenha e localização dos epicentros agrupados por profundidades (Calais et al., 2010).

A taxa de deslizamento na falha é de  $9 \pm 2$  mm/ano e o sistema de falhas Enriquillo acumula 7 mm/ano, o que equivale a quase metade da convergência total entre as placas Norte Americana e Caribenha (Calais et al., 2010).

A zona do sistema de falhas de Enriquillo (EPGFZ), terá gerado os maiores eventos sísmicos ocorridos na região: 15 de setembro de 1751 ( $M_L$  7.4), a 21 de novembro de 1751 ( $M_L$  7.5) e a 3 de junho de 1770 ( $M_L$  7.5), representados na figura 4.2. Para além destes eventos, a região do Haiti foi atingida por um sismo de  $M_w=8.0$  a 7 de maio de 1842 com origem na falha Setentrional, numa região de mar a norte do Haiti, assim como uma crise sísmica com eventos de magnitude entre 7.5 e 8.1 ocorridos entre os anos de 1946 e 1953, numa zona de subducção de placas localizada a nordeste da República Dominicana (Bakun et al., 2012).

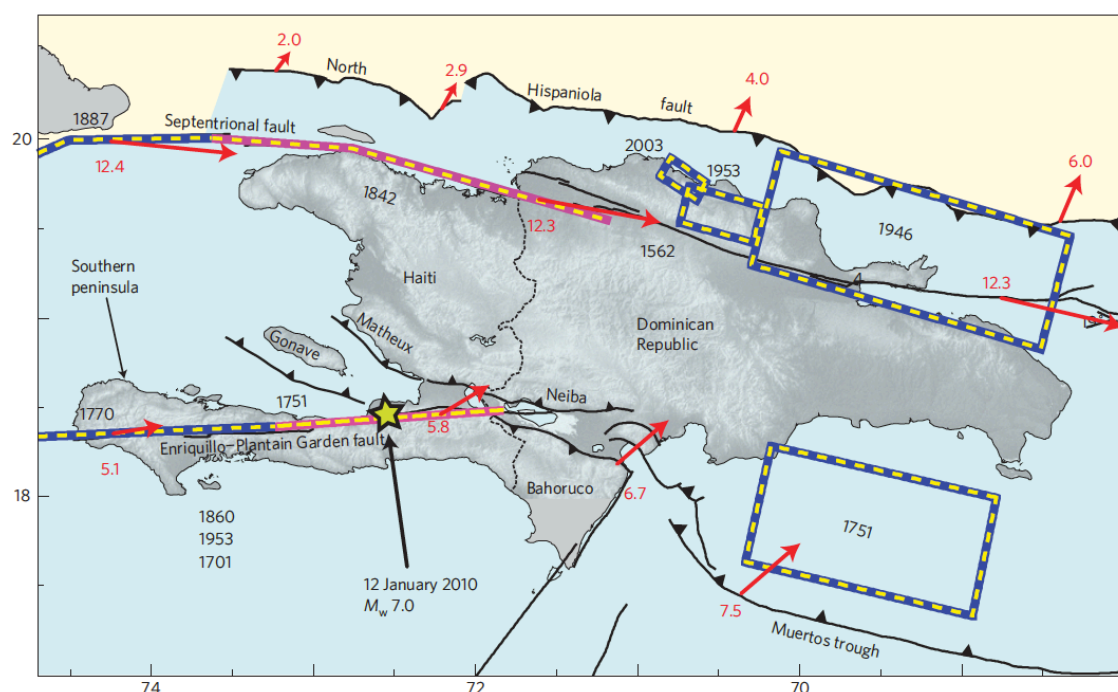


Figura 4.2. Sismos e tectónica de placas ocorridos na região do epicentro do evento de 2010, localizado pela estrela verde (Calais et al., 2010).

A 12 de janeiro de 2010 verificou-se um forte sismo de  $M_w=7.0$  que abalou, uma vez mais a região do Haiti, tendo sido o segundo sismo mais mortífero de toda a história da era instrumental e com colossais danos na Capital do Haiti, Port-au-Prince. Este forte sismo foi sentido com grande intensidade nas cidades de Léogâne e Carrefour (grau VIII), em Port-au-Prince e Petionville a intensidade foi classificada com grau VII (Bakun et al., 2012).

O *National Earthquake Information Center* (NEIC) do USGS localizou o hipocentro próximo da falha de Enriquillo ( $18.443^\circ\text{N}$ ,  $72.571^\circ\text{W}$ ) a uma profundidade de 13 km da superfície terrestre. O mecanismo focal foi calculado pelo NEIC com um

azimute de 246°, uma inclinação de 74° e movimento oblíquo com combinação entre inverso e lateral esquerdo.

Ao analisar este sismo surgiu um problema, devido aos fracos recursos, no que respeita à monitorização geodésica e sísmica na região. Os dados geodésicos existentes são registos pontuais de campanhas GNSS, que ocorreram desde o ano de 1986, na República Dominicana e desde 2003 no Haiti (Calais et al., 2002 e 2010; Dixon et al., 1998). Quanto aos dados SAR, para fins de interferometria, que abrangem a zona de estudo restringem-se aos dados captados pelo sensor ALOS-PALSAR. Existindo os seguintes dados:

- a) da órbita ascendente adquiridos a 8 de fevereiro 2009 e a 14 de fevereiro de 2010 ao longo do track 137;
- b) adquiridos a 28 de fevereiro 2009 e a 16 de janeiro de 2010 correspondente ao track 138;
- c) adquiridos a 9 de março de 2009 e a 25 de janeiro de 2010, da órbita descendente, relativos ao track 447;
- d) adquiridos a 12 de novembro de 2009 e a 28 de janeiro de 2010, do track 136, cobrem a área afastada da falha Enriquillo.

Para além dos dados ALOS-PALSAR existem pares de dados do satélite ENVISAT. No entanto, os adquiridos antes do evento sísmico não cobrem convenientemente a falha de Enriquillo. Deste sensor apenas se poderão aproveitar os dados adquiridos após o sismo de 2010, para efeitos de realização de estudos sobre a deformação pós-sísmica.

Relativamente aos dados sísmicos, esta região, como referido anteriormente, possui uma fraca cobertura instrumental. É uma lacuna que está parcialmente compensada pelos dados registados em redes sísmicas globais e regionais. Assim, existem registos da forma de onda em estações de banda larga das redes:

- 1) GSN (Hayes et al., 2010).
- 2) rede sísmica nacional da Venezuela (Meng et al., 2012);
- 3) Geoscope, Geofon the Lamont Doherty Cooperative Seismographic Network (LCSN);

- 4) rede sísmica caribeanha do USGS (Nettles and Hjörleifsdóttir, 2010);
- 5) Federation of Digital Seismograph Network (FDSN) do IRIS data center.

Após o abalo foram enviadas equipas de campo às regiões mais afetadas com o intuito de quantificar as deformações causadas pelo sismo. Mercier de Lépinay e a sua equipa (Mercier de Lépinay et al., 2011) deslocaram-se à região com a missão de realizar uma campanha de observação, com sismómetros no fundo do oceano (OBS – *Ocean-bottom seismometers*), na zona envolvente do epicentro. Essa campanha foi iniciada nos dias 10 e 11 de fevereiro de 2010, onde uma parte dos OBS foram recuperados depois de três semanas de registo e os restantes OBS foram recuperados depois de três meses de registo. Com esses dados registados na campanha de OBS as réplicas foram realocizadas. Mercier de Lépinay et al. (2011) apresentam os resultados dessa realocização e concluíram que todas as réplicas se encontram no mar e não em terra. No mesmo estudo foi localizada uma falha (Falha de Trois-Baies) que esteve ativa, por apresentar recentes deslizamentos. No entanto foi-lhes impossível concluir se essa falha terá rompido durante o sismo de 2010.

Hayes e a sua equipa mediram a deformação vertical em 19 locais ao longo da costa, entre Bellevue e Petit Goave tendo sido observada a elevação de uma grande extensão da costa do Haiti, com um valor máximo de  $0.64 \pm 0.11\text{m}$  em Beloc (Figura 4.3, seta azul). A partir dessas observações conclui-se que a sobre-elevação da costa começa a diminuir, a partir dessa localização, tanto para norte, como para sul. No local mais a este onde foi realizada uma medição, Passion Beach próximo de Gressier (Figura 4.3a) foi observada uma sobre-elevação de apenas  $0.07 \pm 0.007\text{m}$ , dando indícios que o deslizamento da falha sísmica a partir deste ponto para nordeste tenha sido relativamente pequeno (Hayes et al., 2010). Ao longo da costa, entre Bellevue e Petit Goave foram observadas diferenças inferiores a  $0.40\text{m}$  de sobre-elevação. As localizações onde foram realizadas essas observações podem ser vistas na figura 4.3.

Com os dados disponíveis à comunidade científica foi possível realizar alguns estudos sobre a fonte sísmica deste evento. Calais et al. (2010), foram os primeiros a concluir que a rotura ocorreu numa falha desconhecida que se encontra inclinada para norte, localizada no Delta de Léogâne e foi-lhe atribuído o nome de falha de Léogâne. Hayes et al. (2010), também inferiram o início da rotura na falha de Léogâne e



caracterizaram-na como estando orientada com um azimuth de N258°E, ou seja quase paralela com a falha de Enriquillo (N255°E).

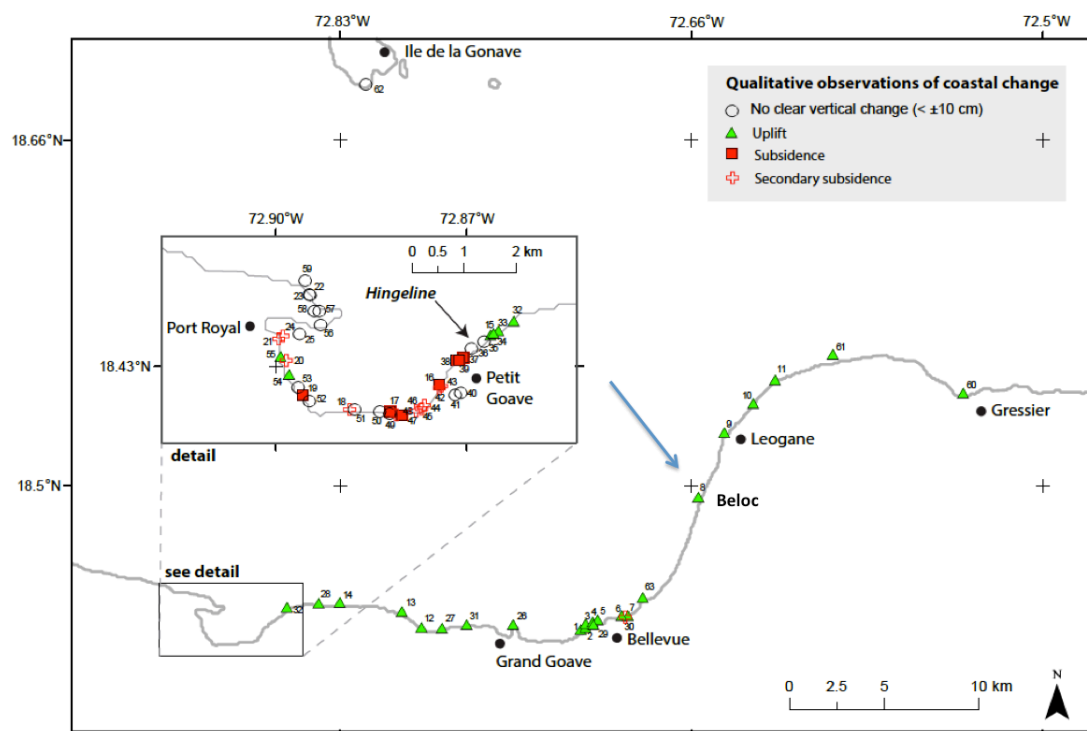


Figura 4.3. Localização das observações de campo da sobre-elevação da costa do Haiti após o sismo. Deslocamento máximo observado em Beloc (Hayes et al., 2010).

Após três anos desde a ocorrência deste sismo, ainda existem aspetos por explicar. Não há concordância em relação ao mecanismo da rotura, à geometria do plano da falha onde ocorreu nem à localização do epicentro. Nettles e Hjörleifsdóttir (2010), usaram apenas dados sísmicos para concluir que se todo o deslizamento ocorreu em apenas um plano de falha, então esse plano deve de facto estar inclinado para norte. Deste estudo ainda se conclui que a melhor geometria do plano da falha, compatível com um perfeito par de forças, é: azimuth=252°, inclinação = 66° e rake = 28°.

Hayes et al. (2010), apresentaram uma solução bastante complexa para justificar os deslocamentos na superfície terrestre. Nesse estudo foi considerado que a rotura ocorreu em três falhas sísmicas com diferentes orientações e inclinações. Essas conclusões tiveram como referência os dados SAR, sísmicos, geológicos, topográficos e as medições da sobre-elevação da costa do Haiti. A geometria dos planos de falha apresentados neste estudo foi a seguinte: o 1º plano foi definido com

uma inclinação de  $55^\circ$  para norte, e com movimento lateral esquerdo com componente inversa; o 2º plano foi definido com uma inclinação  $45^\circ$  para sul com movimento inverso; o 3º plano foi definido com uma inclinação de  $70^\circ$  para sul com movimento lateral esquerdo.

O principal critério que guiou a escolha desses planos de rotura foi a deformação superficial modelada ser próxima da observada, ou seja, ao definirem a rotura nestes planos, induzem os deslocamentos observados na superfície terrestre.

No trabalho apresentado por Calais et al. (2010) foram usados dados GNSS registados em campanhas realizadas entre 1994 e 2009 na República Dominicana e em 2003-2009 no Haiti. A partir desses dados foi estimado o campo de velocidade intersísmico. Foram também calculados os deslocamentos cossísmicos com os dados da reobservação da rede GPS do Haiti entre 31 de janeiro de 2010 e 15 de fevereiro de 2010. Os resultados GNSS foram cruzados com os dados SAR o que permitiu encontrar uma justificação para a geometria da rotura que terá dado origem aos deslocamentos superficiais. Dessa forma, concluem que a distribuição dos deslizamentos ocorreram num plano de falha inclinado,  $60^\circ$  para norte e a rotura ocorreu sobre um plano de azimute de  $258^\circ$  apresentando uma combinação de movimento lateral esquerdo e inverso.

Hashimoto et al. (2011) através de dados SAR, topográficos e sísmicos, concluíram que a rotura ocorreu num plano simples orientado segundo um azimute  $262^\circ$  e inclinado  $42^\circ$  para norte, com um movimento combinado entre lateral esquerdo e inverso.

Mercier de Lépinay et al. (2011), através de dados SAR, GNSS e sísmicos, justificaram os deslocamentos observados na superfície terrestre com um único plano de falha. Desta forma chegaram à conclusão que a rotura terá ocorrido segundo o azimute  $264^\circ$  e o plano da falha com inclinação de  $64^\circ$  para norte. Foi rejeitada a inclinação de  $42^\circ$ , apresentada por Hashimoto et al. (2011), com a justificação que esse baixo valor resulta de sismogramas mal ajustados.

Uma diferente solução foi publicada por Meng et al. (2012), nesse estudo é apresentada uma solução composta por dois planos de falha que justificam os dados observados (sísmicos e geodésicos). O primeiro plano, onde ocorreu a rotura inicial foi orientado com um azimute de  $254^\circ$  e uma inclinação de  $55^\circ$  para norte e o segundo plano foi orientado com azimute de  $275^\circ$ N e uma inclinação de  $45^\circ$  para o norte.

Com o objetivo de entender melhor a complexidade desta fonte sísmica e as incongruências na geometria da fonte, mencionadas anteriormente, proceder-se-á ao estudo desta rotura testando as diferentes geometrias publicadas, para assim se verificar qual a que melhor justifica os movimentos elásticos e deformações registados na superfície.

A metodologia utilizada neste estudo foi baseada no cruzamento de técnicas e diferentes tipos de dados (descrita no capítulo 3). Numa primeira fase foi realizado o estudo da directividade (Caldeira et al., 2010) para assim determinar a velocidade média e a direção da rotura. Através da inversão dos dados telessísmicos foi obtido o modelo da rotura, para cada solução (ver Tabela 4.1).

Tabela 4.1. Parâmetros geométricos publicados por outros autores. Azimute (strike), inclinação (*dip*) e a direção média dos deslizamentos das sub-falhas (*rake*).

Nº	Solução	Strike	Dip	Rake
1	Nettles and Hjörleifsdóttir, 2010	252°	66°	28°
2	Calais et al., 2010	258°	60°	-
3	Hashimoto et al., 2011	262°	42°	42°
4	Mercier de Lépinay et al., 2011	264°	64°	37°

Com os resultados anteriores foram determinados os deslocamentos na superfície segundo as três componentes, norte, sul e vertical, para os quatro modelos de rotura. Por fim, esses deslocamentos 3D foram projetados na direção do satélite, para assim serem comparados com os deslocamentos medidos através da interferometria SAR (InSAR). As localizações geográficas do epicentro e do modelo de deslocamentos foram determinadas através do cálculo da melhor correlação entre os modelos e o interferograma, utilizando a técnica desenvolvida no âmbito desta tese e apresentada no capítulo 3.

## 4.2. Dados

### 4.2.1. Dados SAR e DEM

Para a continuidade deste estudo foi necessário recorrer a um conjunto de imagens captadas pelo sensor ALOS-PALSAR e cedidas pela JAXA, através do

projeto de Categoria 1 (ID:6344) submetido à ESA. Este projeto permitiu o acesso aos dados do *Group on Earth Observation (GEO) Hazard Projects – Supersites*. Das catorze imagens ALOS-PALSAR disponibilizadas para a região do Haiti, apenas oito possuíam as condições interferométricas para serem processadas. Quatro relativas à órbita ascendente 138 e outras quatro relativas à órbita descendente 447. As restantes imagens não possuem os respetivos pares interferométricos, ou seja, faltam as imagens anteriores ou posteriores ao evento sísmico (órbitas 136, 137 e 449).

Este estudo foi focado na região coberta pela órbita 447, devido ao facto de abranger na totalidade a região da falha de Enriquillo (Figura 4.4). Essas imagens SAR foram adquiridas a 9 de março de 2009 e a 25 de janeiro de 2010 (© Japan Aerospace Exploration Agency and Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan). Com este par interferométrico foi possível determinar o interferograma com a deformação entre as duas aquisições.

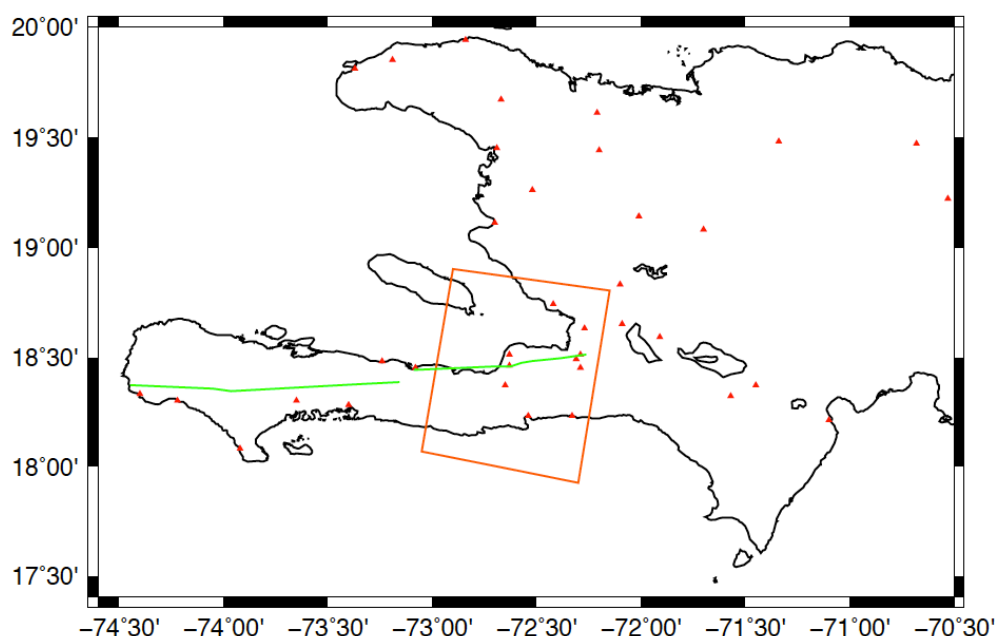


Figura 4.4. A área do estudo está identificada pelo polígono cor de laranja; a linha verde identifica a falha Enriquillo; os triângulos vermelhos localizam os vértices da Rede GNSS.

No processamento InSAR, a fase topográfica foi removida através do DEM (Digital Elevation Model) gerado pela Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Este DEM tem uma resolução de 3 segundos de arco, aproximadamente 90m, e uma exatidão vertical de 10m (Farr et al., 2007). Na figura 4.5 está representado o DEM da

área abrangida pela órbita 447, ou seja, para a latitude compreendida entre 18° e 19° Norte e longitude entre 72° e 73° Oeste.

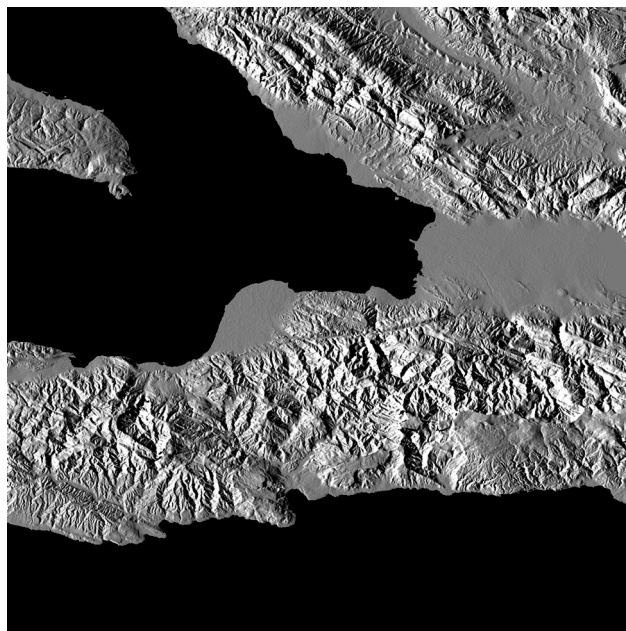


Figura 4.5. Modelo Digital de Terreno (SRTM) para a zona de início de rotura.

#### 4.2.2. Dados GPS

Neste estudo foram usados os resultados das campanhas GNSS, obtidos por Calais et al. (2010), com o intuito de calibrar os deslocamentos obtidos no interferograma. A rede GNSS (Figura 4.4) no Haiti é constituída por 35 vértices observados entre 2006 e 2009. Após o sismo de 2010 foram novamente observados em janeiro e fevereiro de 2010.

#### 4.2.3. Dados sísmicos

Neste estudo foram usados um conjunto de 32 registos de estações telessísmicas (Figura 4.6), 22 ondas P e 10 ondas SH. Estes dados foram seleccionados de forma a garantirem uma boa cobertura azimutal da fonte sísmica, considerando distâncias epicentrais compreendidas entre 30° e 90°, de modo a evitar problemas de interpretação devido à propagação das ondas no manto superior e as difrações produzidas na interface manto-núcleo.

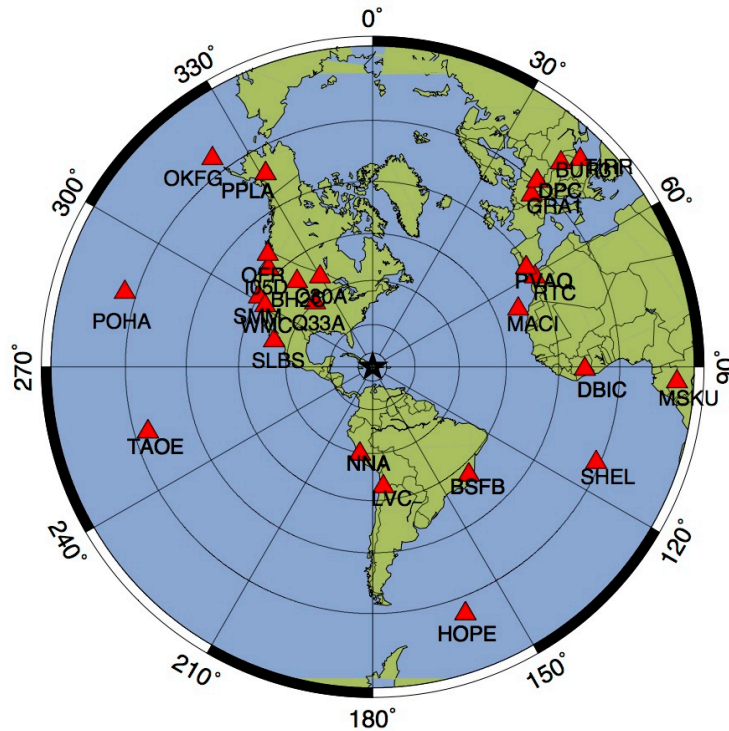


Figura 4.6. Localização das estações teissísmicas utilizadas neste estudo, identificadas pelos triângulos vermelhos; a estrela preta localiza o epicentro.

Estes dados foram usados para o estudo da diretividade da rotura e para o cálculo do modelo de distribuição de deslizamentos por inversão da forma de onda. Foram usadas janelas com os primeiros 25 s de registos dos deslocamentos verticais produzidos pelas ondas P, ou a componente transversa dos deslocamentos horizontais produzidos pelas ondas SH. Foi usada uma taxa de amostragem de 0.1 s, corrigidos da resposta do instrumento e filtrados com um filtro passa banda entre 0.01 e 1 Hz.

### 4.3. Deslocamentos na superfície a partir dos dados SAR

O *software* ROIPAC (Rosen et al., 2004) foi usado para realizar o processamento InSAR com o intuito de gerar o interferograma (Figura 4.7) que regista a componente dos deslocamentos da superfície, no período entre aquisições das imagens, na direção do satélite. A fase topográfica foi removida através do DEM SRTM da região de estudo.

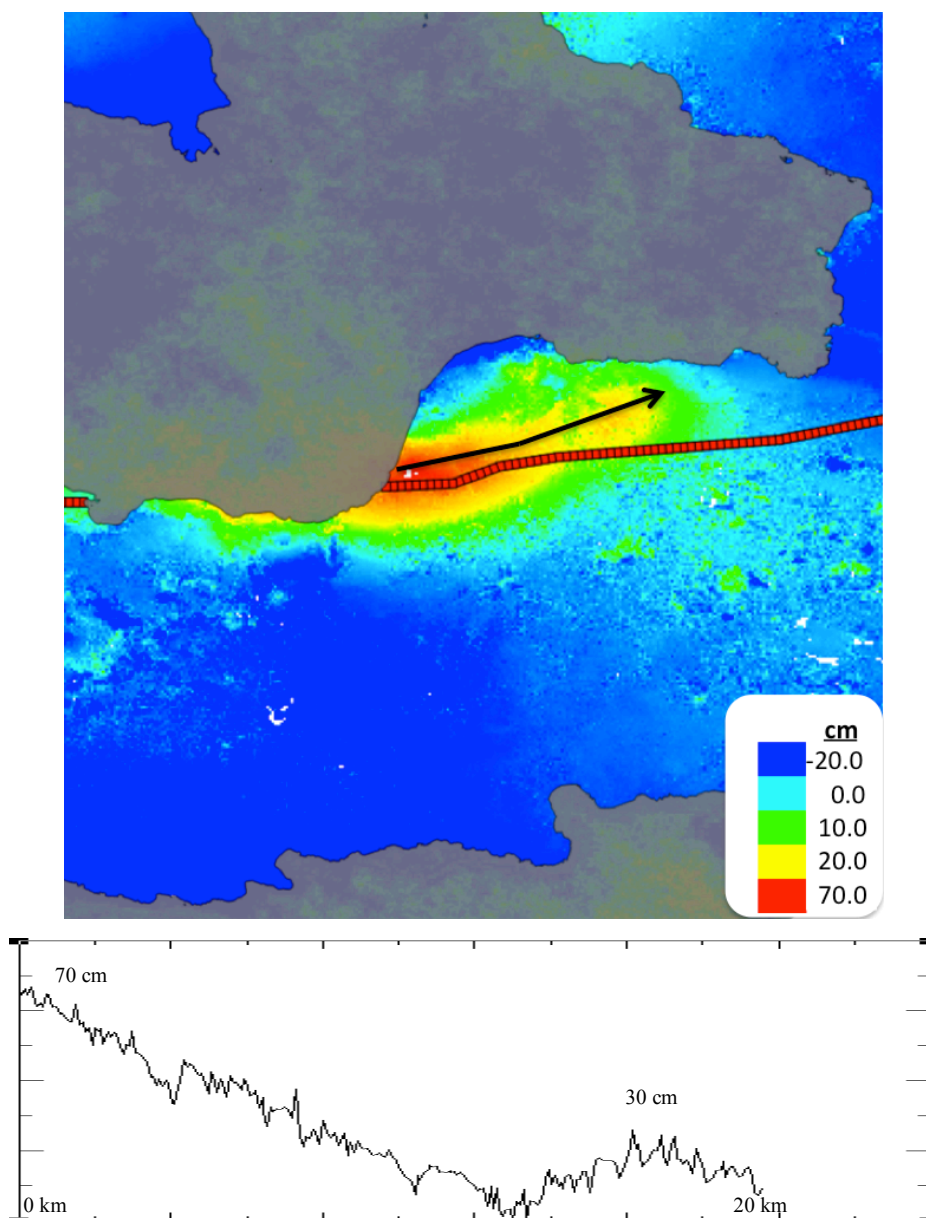


Figura 4.7. Interferograma de fase desenrolada (em cima); perfil vertical localizado pela linha preta (~20 km de extensão) e desenhado na figura em baixo; falha Enriquillo identificada pela linha vermelha.

A coerência entre as imagens não foi elevada (0.5), no entanto, foi um bom valor para gerar o interferograma. Na figura 4.8 pode observar-se as zonas de baixa coerência (zonas escuras) e zonas de elevada coerência (zonas claras). As zonas escuras devem-se à presença do mar; a algumas áreas de vegetação e a possíveis deslizamentos de terra devidos ao forte sismo, enquanto as zonas claras correspondem a áreas urbanas e a zonas de declives acentuados, orientados para o satélite.



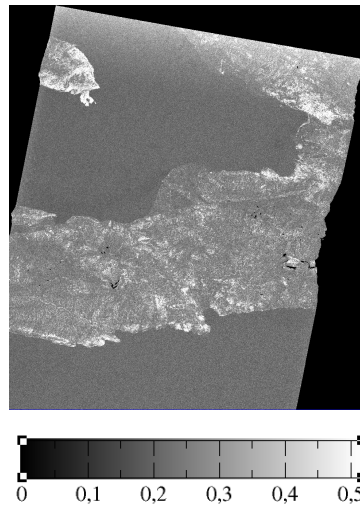


Figura 4.8. Coerência do interferograma – órbita 447

Quando foi obtido o interferograma de fase interferométrica enrolada, observou-se que ainda existiam franjas paralelas à trajetória do satélite, este efeito ocorre quando existem erros ou incertezas nas órbitas do satélite, ou seja, conclui-se que as órbitas fornecidas pela JAXA não foram as mais rigorosas. Esta questão foi resolvida através da reestimação da posição do satélite, de forma a eliminar ou reduzir essas franjas paralelas. Esta operação deve ser aplicada com cuidado, pois pode alterar os valores dos deslocamentos na região afetada, devido a este facto realizou-se um controlo desta operação através dos deslocamentos cossísmicos observados por GPS (os deslocamento encontram-se no suplemento do artigo Calais et al., 2010). Depois desta operação conseguiu-se eliminar essas franjas paralelas e de seguida a fase interferométrica foi desenrolada (Figura 4.9) através do algoritmo SNAPHU (Chen e Zebker, 2002).

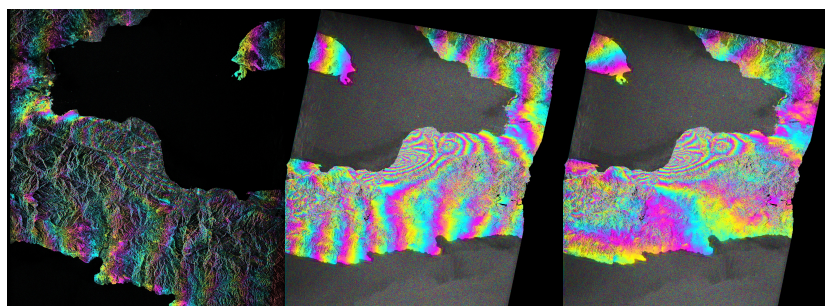


Figura 4.9. Interferograma sem fase topográfica (à esquerda); interferograma georreferenciado com erro orbital (ao meio) e interferograma georreferenciado com a *baseline* reestimada (à direita).



No final do processamento ainda foram observadas diferenças entre os deslocamentos do interferograma e os deslocamentos cossísmicos obtidos por Calais et al., (2010). Para reduzi-los ou mesmo remove-los, foi feita uma calibração dos deslocamentos do interferograma usando os deslocamentos cossísmicos medidos por GNSS (Calais et al., 2010). Nesta fase de processamento os deslocamentos GNSS foram projetados segundo a posição do satélite, para assim se calcular as diferenças entre esses valores e o interferograma. Depois realizou-se uma interpolação entre os pontos GNSS para se aplicar a correção a todo o interferograma. Desta forma, obteve-se o interferograma com os deslocamentos cossísmicos corrigidos.

## Resultados InSAR

Os resultados InSAR foram obtidos através da metodologia descrita no capítulo 3. O produto final obtido foi o interferograma de fase interferométrica desenrolada, com os deslocamentos absolutos na direção do satélite (Figura 4.7). A região do interferograma onde foi observado o maior deslocamento foi na região norte da falha de Enriquillo, onde este sismo foi sentido com maior intensidade. O deslocamento máximo na direção do satélite foi observado junto da falha Enriquillo, como pode verificar-se na figura 4.7, representada pela cor vermelha. O valor do deslocamento máximo observado foi de 70 cm, após a calibração com os deslocamentos cossísmicos medidos por GNSS. Este deslocamento consistiu, na diminuição da distância entre esta área e as duas passagens do satélite, ou seja, de uma forma geral, a parte norte da falha Enriquillo sofreu uma sobre-elevação provocando a diminuição da distância entre a superfície terrestre e o satélite.

O perfil vertical (Figura 4.7) com um comprimento de aproximadamente 20 km (a seta preta no interferograma localiza planimetricamente o respetivo perfil) representa a sobre-elevação existente de oeste para este. Quando se comparam os deslocamentos observados no interferograma com as medições ao longo da costa realizadas por Hayes et al. 2010, verifica-se uma forte concordância entre ambos. No caso das medições ao longo da costa (Figura 4.3) observa-se a sobre-elevação máxima na região de Beloc (~64 cm) bastante próximo da zona onde foram observados os deslocamentos máximos no interferograma. A partir de Beloc, em direção a norte,

como para sul, essa sobre-elevação vai diminuindo, exatamente como ocorre no interferograma.

#### 4.4. Modelo de rotura – inversão da forma de onda

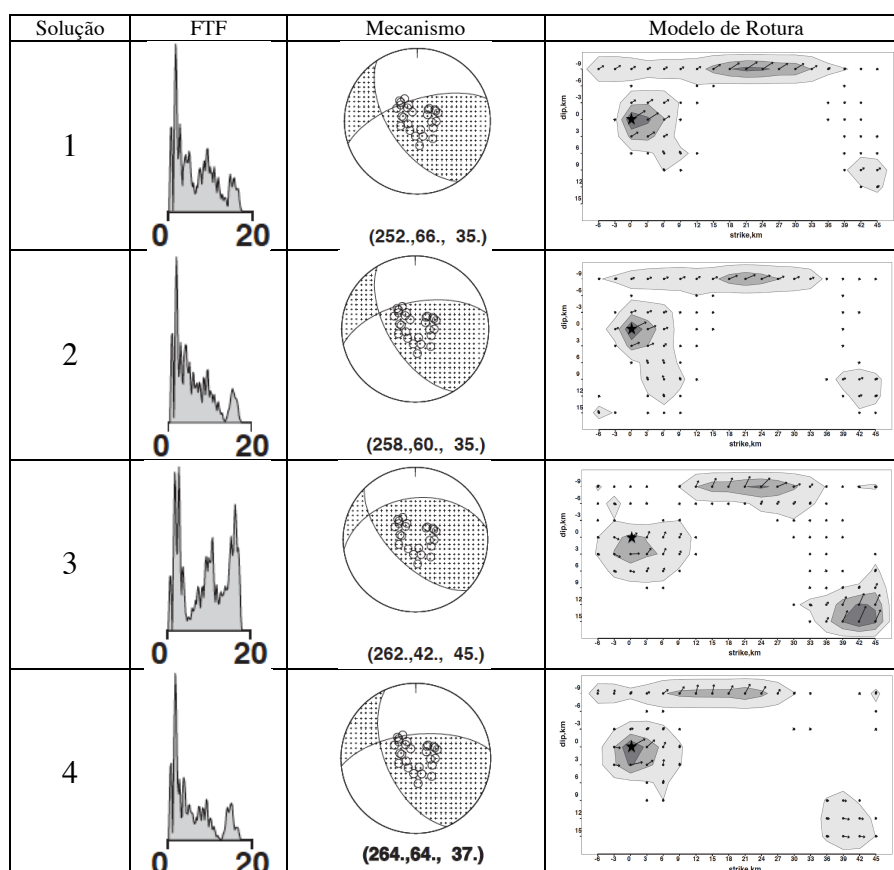
Para obter o modelo de rotura através da inversão da forma de onda foi necessário constranger alguns parâmetros. Para tal, a velocidade média de rotura obtida pelo estudo da directividade (Caldeira et al., 2010) foi usada para constranger esse parâmetro. A velocidade média de rotura usada foi 3.0 km/s. Os valores que estão na tabela 4.1, também foram usados para constranger o azimuth da rotura e a inclinação do plano de falha. O valor do hipocentro usado foi de 12 km (USGS).

O modelo de rotura com a distribuição dos deslizamentos foi obtido através do algoritmo de Kikuchi e Kanamori (2003), que para além dos parâmetros mencionados anteriormente, também requer que se fixe o modelo de velocidades e da geometria do plano da falha. Relativamente ao modelo de velocidades foi usado o modelo IASP91 (<http://www.iris.edu/dms/products/emc/models/IASP91.htm>). Quanto à geometria do plano de falha foi definida com base na extensão das franjas interferométricas, tendo em conta a velocidade de rotura e por um método iterativo foi ajustada a sua dimensão, até se obter um resultado satisfatório. Por conseguinte, foi usado um plano composto por 18 sub-falhas na direção do traço da falha e 9 sub-falhas na direção da inclinação. A dimensão de cada sub-falha foi de 3 km por 3 km, implicando um plano com a dimensão de 54 km na direção da rotura, por 27 km na direção da inclinação.

#### Resultados dos modelos de rotura

Todos os modelos de rotura (Tabela 4.2) apresentam a mesma localização para as primeiras duas asperidades, uma próxima do hipocentro com uma maior componente lateral esquerda e outra próxima da superfície. Nos primeiros dois modelos (Tabela 4.2), a segunda asperidade possui uma forte componente lateral esquerda e nos outros dois modelos, a mesma asperidade possui uma forte componente inversa. O terceiro modelo revela uma terceira asperidade no final do plano da falha com deslizamentos maiores (8 m) do que nas outras duas asperidades e com um mecanismo inverso.

Tabela 4.2. Função temporal da fonte, o mecanismo e o modelo de rotura (estrela preta – localização do hipocentro do modelo) para os parâmetros das soluções da Tabela 4.1.



O deslizamento máximo nos outros modelos foi observado próximo do hipocentro e os valores corresponderam a 11 m, 12 m e 10 m, respetivamente. Todos os modelos revelam roturas que afetam a camada sismogénica entre os 3 km e os 27 km de profundidade. A primeira asperidade foi localizada entre os 9 km e os 18 km de profundidade e ao longo de 12-15 km, na zona envolvente ao hipocentro. A segunda asperidade ocorreu entre os 3 km e os 6 km de profundidade e ao longo de aproximadamente 18 km (parte mais forte). O terceiro modelo revela uma terceira asperidade localizada entre os 21 e os 27 km de profundidade.

O momento sísmico obtido para cada um dos quatro modelos foi de  $4.14 \times 10^{19}$  N.m,  $3.61 \times 10^{19}$  N.m,  $3.37 \times 10^{19}$  N.m e  $3.21 \times 10^{19}$  N.m, respetivamente. A magnitude sísmica obtida para todos os modelos foi aproximadamente 7.0 e o valor do *rake* médio para os modelos esteve compreendido entre  $35^\circ$  e  $45^\circ$ , como se pode verificar na tabela 4.2.

Constata-se a inversão da polaridade de vários sismogramas sintéticos e algumas discrepâncias nas amplitudes relativamente aos sismogramas observados

(Anexo A). A solução 1 apresentou polaridades invertidas nas estações BH2, SMM, PPL e SLB. Também foi observado que as mais significativas discrepâncias na amplitude dos sismogramas ocorreram nas estações SMM, TAO, HOP, NNA, PPL e PVA. Na segunda solução foram observadas polaridades inversas nas estações PPL, SMM, TAO e SLB. As discrepâncias na amplitude dos sismogramas foram observadas nas estações IO5, PVA e HOP. Observou-se nos sismogramas da terceira solução polaridades inversas nas estações C30, Q33, SMM, TAO e SLB. Esta solução também revelou discrepâncias entre as amplitudes dos sismogramas das estações BH2, HOP, IO5, Q33, OKF, LVC e NNA. Finalmente, os sismogramas da última solução possuem polaridades inversas nas estações SMM, PPL e TAO. Observaram-se discrepâncias nas amplitudes dos sismogramas das estações BH2, SLB, PVA e NNA.

#### 4.5. Modelo de deslocamentos da superfície terrestre

As três componentes do campo de deslocamento na superfície terrestre foram calculadas usando as equações de Okada (1992) através do algoritmo EDCMP (Wang et al., 2003), como já foi descrito no capítulo 3. Posteriormente os deslocamentos foram projetados na direção do satélite de forma a poderem ser comparados com os deslocamentos medidos pela técnica de InSAR. O ângulo de incidência usado foi 34.5° e o azimute usado entre o centro do interferograma e a posição do satélite foi de 77.6°. A explicação da metodologia relativa à comparação entre os modelos dos deslocamentos e os deslocamentos medidos já foi descrita no capítulo 3. De seguida serão abordados os resultados obtidos.

Como era esperado e pode ser verificado na figura 4.10, a correlação máxima entre o modelo e o interferograma é observada perto da falha de Enriquillo. As correlações obtidas para a terceira e quarta solução foram as melhores, atingindo os valores de 0.91 e 0.89, respetivamente.

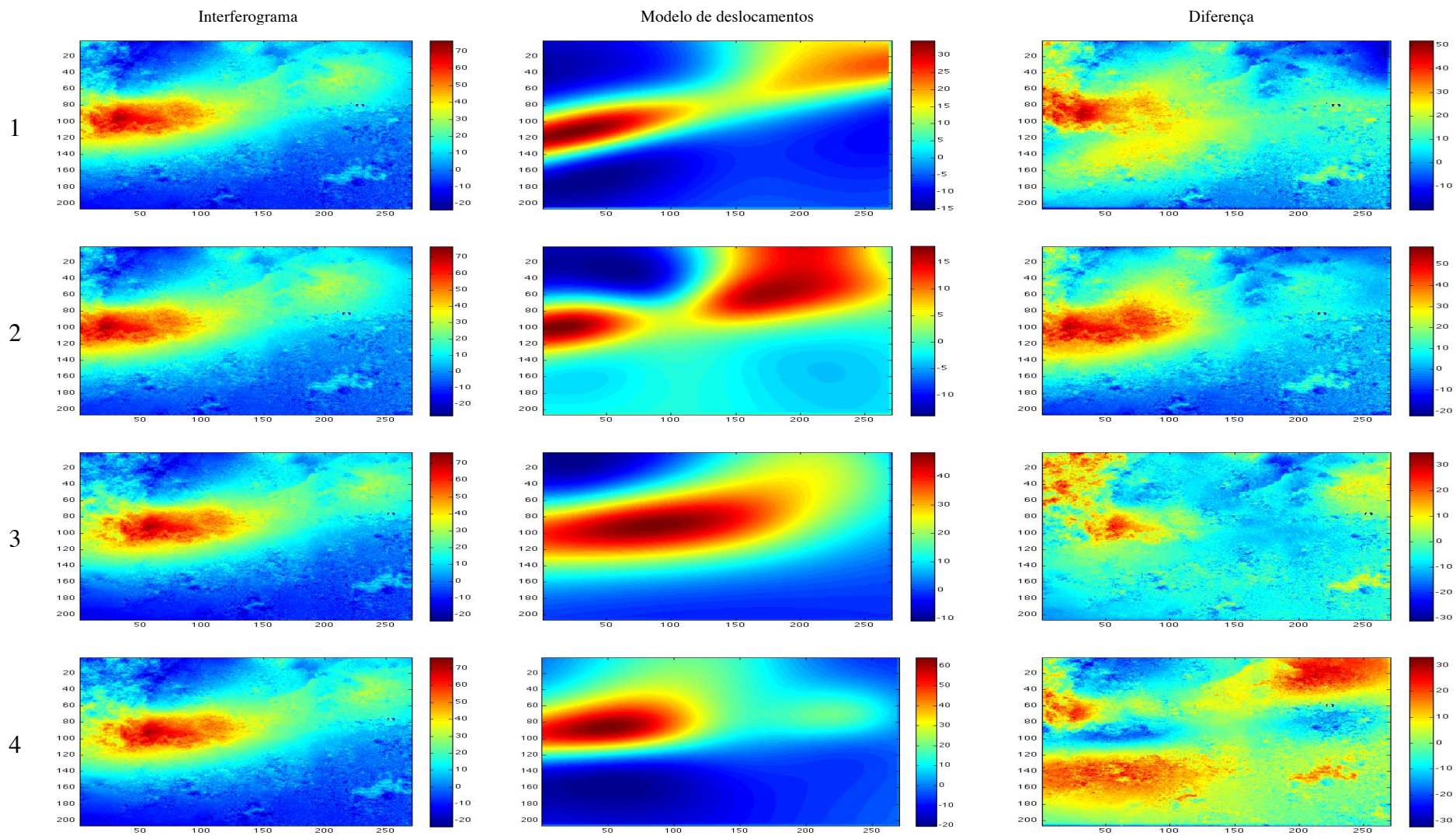
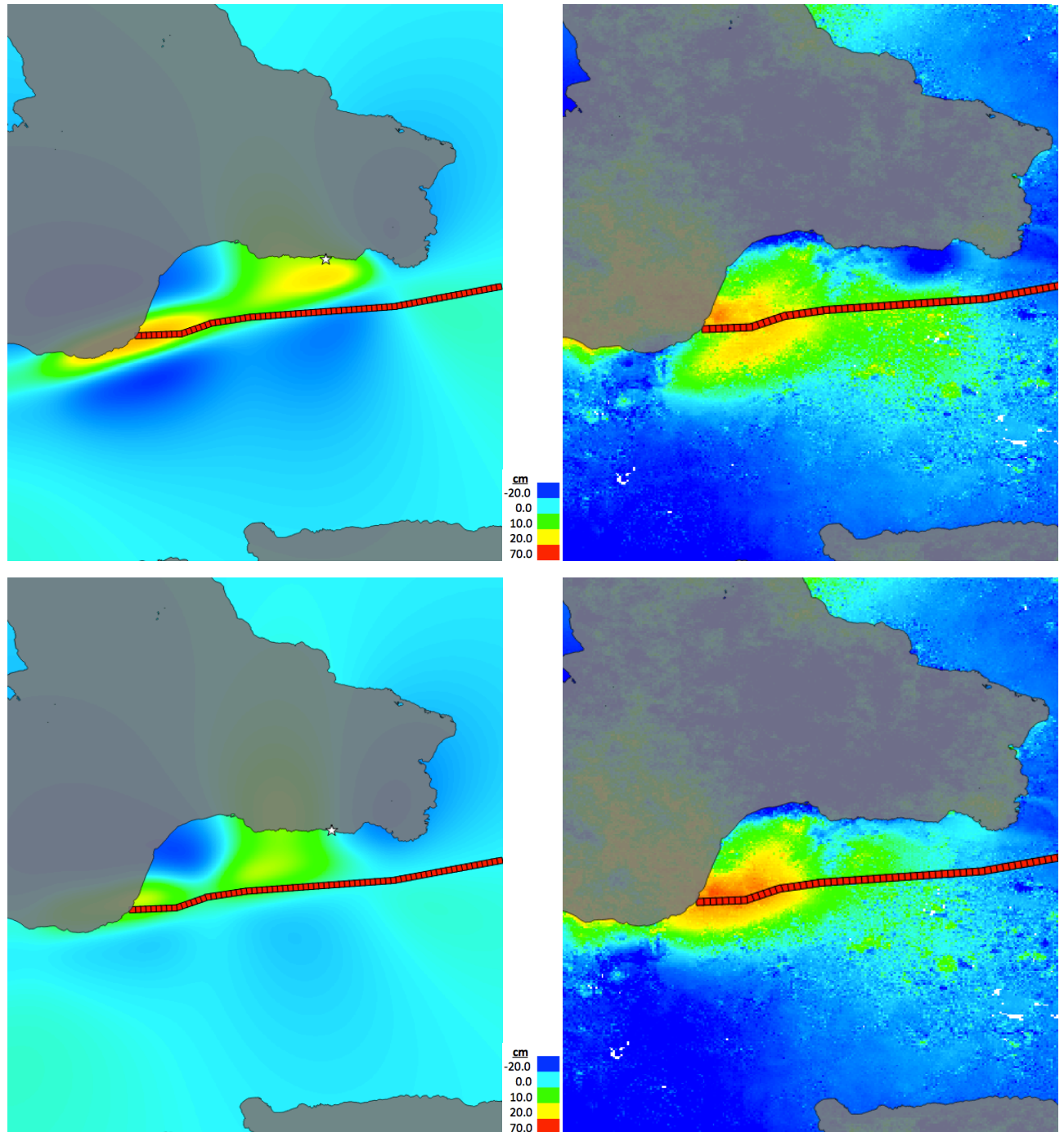


Figura 4.10. Região de máxima correlação entre o modelo e o interferograma. À direita está a diferença entre o modelo e o interferograma (escala de cores em centímetros).





Na figura 4.11 pode-se observar a localização geográfica, obtida para a melhor correlação do modelo de deslocamentos na superfície e a respectiva localização do epicentro (estrela branca). Na segunda coluna da figura 4.11, pode observar-se a diferença entre o modelo e o interferograma. O primeiro e o segundo modelo apresentaram grandes diferenças na região da falha (47 cm e 53 cm). Os outros dois modelos revelaram melhores resultados com uma diferença máxima de 24 cm e 33 cm para a região da falha.



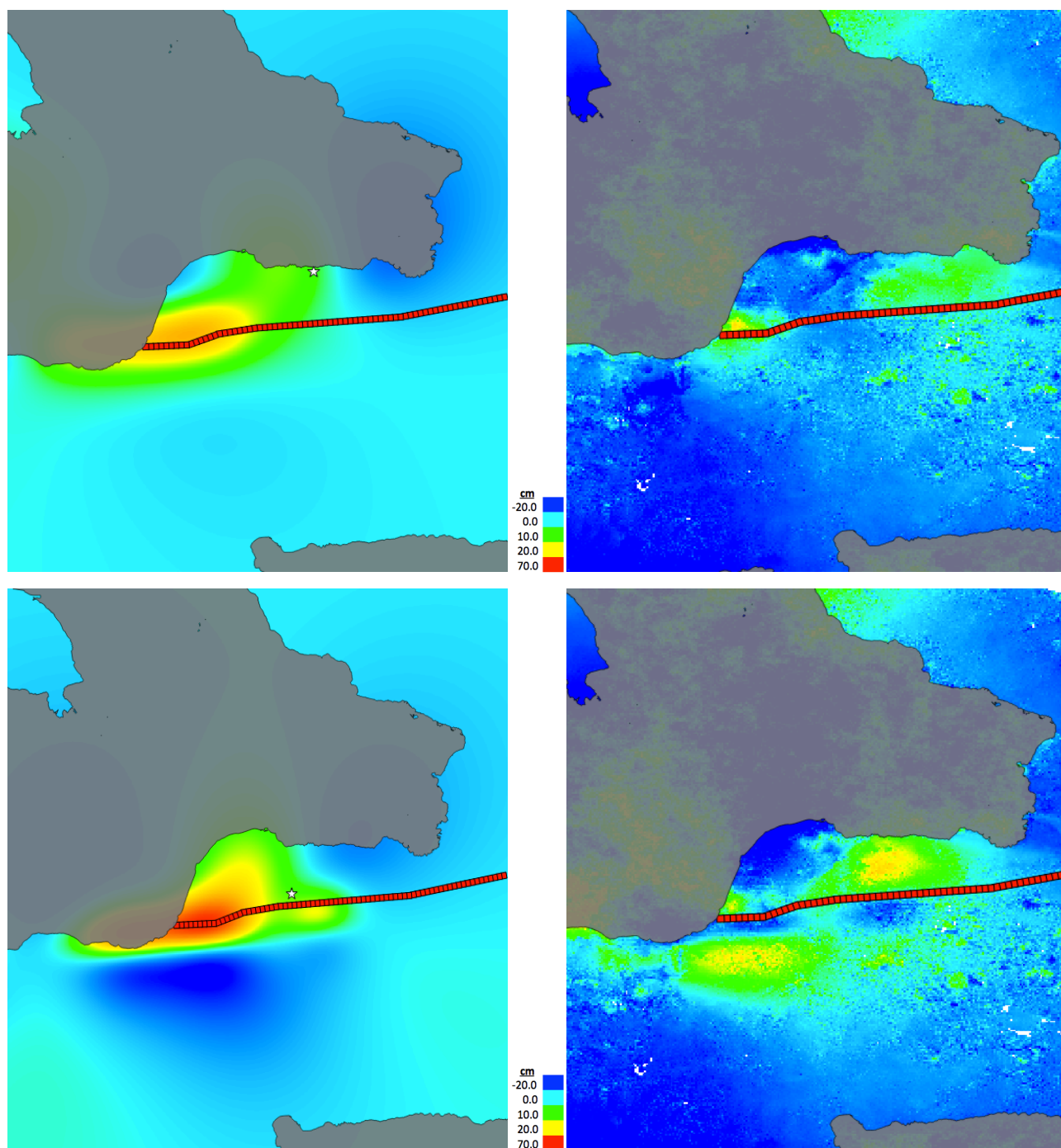


Figura 4.11. Localização geográfica do modelo de deslocamentos na superfície na direção LOS (de cima para baixo: solução 1, 2, 3 e 4) e a respetiva localização do epicentro (estrela branca). À direita encontram-se as diferenças entre o modelo e o interferograma.

Na análise ao ajuste dos epicentros observou-se que para os primeiros dois modelos a localização do epicentro foi bastante similar, diferenças de aproximadamente 1 km, e foram localizados junto à costa marítima do Haiti e a ~5 km para oeste em relação à cidade de Carrefour (Figura 4.12). O epicentro do terceiro



modelo foi ajustado mais para oeste em relação aos epicentros mencionados anteriormente e, em relação ao epicentro publicado por Mercier de Lépinay et al. (2011), com as coordenadas,  $\text{lat}=18.52^\circ$ ;  $\text{lon}=-72.48^\circ$ , localizado 2.5 km para o norte. Finalmente, a localização do epicentro do quarto modelo ocorreu junto à falha de Enriquillo e a 3 km para norte em relação ao epicentro publicado pelo NEIC com as coordenadas  $\text{lat}=18.46^\circ$ ,  $\text{lon}=-72.53^\circ$ .

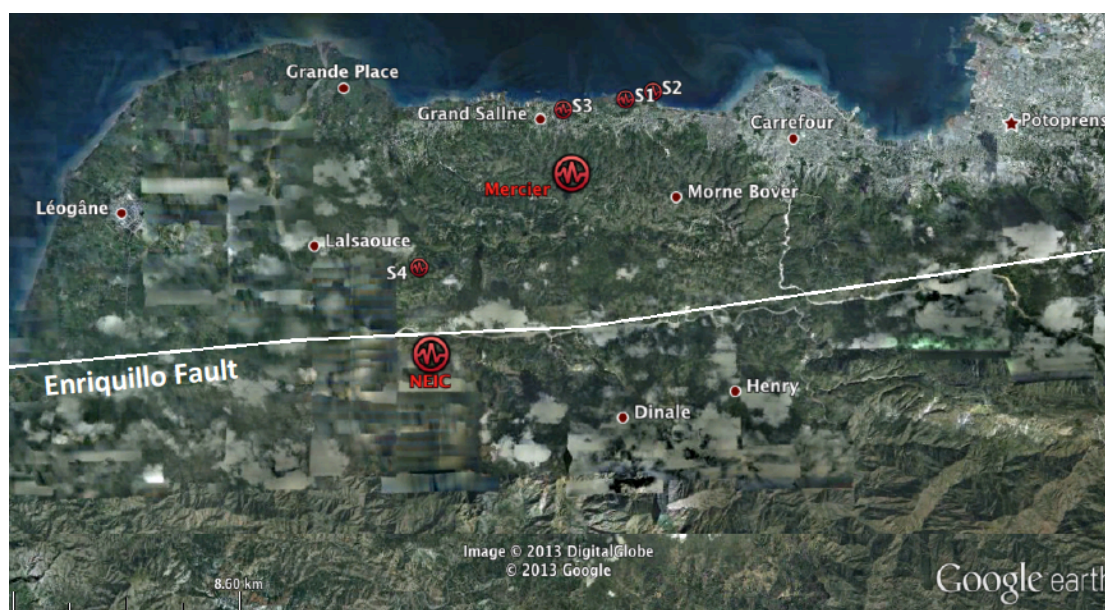


Figura 4.12. Epicentros dos modelos (S1, S2, S3 e S4) identificados pelo símbolo pequeno. O símbolo de maiores dimensões identifica os epicentros publicados por Mercier de Lépinay et al., (2011) e pelo NEIC. A linha branca é a representação da localização da falha de Enriquillo.

## 4.6. Discussão

Os quatro modelos com a distribuição dos deslizamentos revelaram uma grande consistência relativamente à localização das primeiras duas asperidades sobre o plano de falha. A primeira foi observada na zona envolvente ao hipocentro e a segunda próxima da superfície terrestre, mas sem rotura superficial.

Ambos os modelos revelam uma rotura que envolve dois tipos de mecanismo em duas fases distintas. No início, nos primeiros 12 s da FTF da tabela 4.2, a rotura ocorre na direção oeste mediante um mecanismo lateral esquerdo e de seguida um mecanismo inverso.

As soluções 1, 2 e 3 são relativamente semelhantes entre elas, apresentando asperezas com a mesma dimensão e com distribuição de deslizamentos equivalentes, como seria de esperar também as suas FTF apresentam a mesma configuração, onde os seus máximos coincidem com a libertação da energia sísmica ou seja nos mesmos instantes, 2 s, 10 s e 15 s ocorrem os deslizamentos no plano da falha. A solução 3 apresenta uma visível diferença em relação às restantes soluções, uma forte aspereza no final do plano, que ocorre no instante  $\sim 15$  s da FTF. A energia libertada nesse instante quase atinge o valor máximo observado no início da FTF, no instante 2 s. Estas asperidades, observadas nas quatro soluções, são compatíveis com os modelos descritos em diversos estudos (Hashimoto et al., 2011; Calais et al., 2010 e Mercier de Lépinay et al., 2011).

Os interferogramas sintéticos produzidos a partir dos modelos de rotura, fixando-se as geometrias descritas por Nettles e Hjörleifsdóttir (2010) - solução 1 e Calais et al. (2010) - solução 2, subavaliaram o campo de deslocamento superficial. Ou seja, foram observadas grandes diferenças entre o interferograma e os deslocamentos modelados. No caso da solução 4 o deslocamento máximo foi o que se aproximou mais do deslocamento medido no interferograma, no entanto, na zona sul da falha observou-se uma discrepância superior, entre o modelo e o observado em comparação com a solução 3. Em geral, a solução 3 foi o modelo de rotura que explicou melhor os deslocamentos superficiais medidos pelas técnicas InSAR e GNSS. Contudo, o modelo de rotura da solução 4 parece explicar melhor os dados sísmicos, isto devido ao facto da solução 3 ter revelado um maior número de sismogramas sintéticos com a polaridade invertida e maiores discrepâncias em amplitude, relativamente aos dados registados. Segundo Mecier de Lépinay et al. (2011) este facto deve-se ao valor da inclinação do plano usado por Hashimoto et al. (2011) ser demasiado pequeno.

Da comparação entre a localização das asperidades, epicentros e deslocamentos superficiais máximos conclui-se que são consistentes com as observações no terreno da sobre-elevação da costa do Haiti e também são consistentes com os dados macrosísmicos. Tanto o deslocamento máximo observado no interferograma, como o valor máximo de sobre-elevação observado ao longo da costa, localizaram-se ambos, a sul da cidade de Leógâne, onde o sismo foi sentido com maior intensidade e onde foram verificados bastantes danos nas infraestruturas da cidade.

Os deslocamentos observados no interferograma são consistentes aos deslocamentos de sobre-elevação da linha de costa do Haiti observados por Hayes et al. (2010), ou seja, Beloc (Figura 4.3). O sítio onde foi observado o deslocamento máximo, encontra-se na região encarnada do interferograma. Esse deslocamento vai diminuindo para sul e para norte, como se observa no interferograma e respectivos modelos de deslocamentos apresentados nas quatro soluções.

As localizações dos epicentros em cada um dos modelos, encontram-se a norte da falha de Enriquillo. Aparentemente todas essas localizações são possíveis devido ao facto da falha, que originou este sismo, estar inclinada para norte, desta forma, todas as projecções dos epicentro cruzarem o plano da falha. No entanto, como a falha Enriquillo é quase vertical e a falha Léogâne está localizada a norte da falha de Enriquillo, mas com diferente orientação conforme as conclusões de Calais et al. (2010) e Mercier de Lépinay et al. (2011). Desta forma conclui-se que a falha de Léogâne toca ou está bastante próxima da falha de Enriquillo, assim sendo as distâncias perpendiculares entre a falha Enriquillo e os epicentros S1, S2, S3 e S4 são 7.8, 7.6, 7.4 e 2km, respetivamente, tendo em consideração a inclinação do plano de falha (Tabela 4.1), conclui-se que as distâncias perpendiculares entre o epicentro e a projecção do topo do plano da falha deveriam ser 4.9 km, 6.0 km, 8.9 km e 5.3 km, respetivamente. Assim, conclui-se que os últimos epicentros (S3 e S4) são impossíveis, porque senão implicariam a interseção entre a falha de Enriquillo e a falha de Léogâne, ou então o plano de falha teria de estar inclinado para sul. Os outros dois epicentros são próximos da cidade de Carrefour, nesta cidade o sismo foi sentido com uma intensidade de VIII, esta classificação foi a máxima para este sismo e foi uma das cidades do Haiti que apresentou mais danos tal como Léogâne e Port-au-Prince. Essas localizações justificariam a intensidade observada nessas cidades.

Analisando as localizações dos epicentros com os estudos de Mercier de Lépinay et al. (2011) e de Meng et al. (2012) chegou-se a uma conclusão semelhante, que o epicentro localizado pelo NEIC ( $-72,53^{\circ}$ ,  $18,46^{\circ}$ ) é incompatível com um plano inclinado para norte. Apenas uma solução com planos inclinados para sul, como foi apresentada por Hayes et al. (2010) é compatível com essa possibilidade.



## 5. Sismo (Mw7.0) de 22 de fevereiro de 2006, Moçambique

---

Neste capítulo é estudado o sismo ocorrido a 22 de fevereiro de 2006 em Moçambique, sendo uma extensão do trabalho publicado na 8.<sup>a</sup> Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica (Santos et al., 2014a).

### 5.1. Introdução

Neste capítulo foi escolhido estudar a fonte de um sismo de grande magnitude, do tipo falha normal em crosta continental. As principais motivações para a escolha deste evento foi a possibilidade de registar o campo de deformação co-sísmica em toda a envolvente da fonte a partir de dados interferométricos relativamente a um evento de mecanismo normal. O sismo de Moçambique de 22 de fevereiro de 2006, cuja sismicidade mostra ser o evento de maior magnitude na era da instrumentação naquela zona, encontra-se nessas condições. Assim, considerou-se ser uma excelente oportunidade estudar esta rara rotura nesta região de divergência entre placas tectónicas. Após a análise aos modelos de rotura já publicados (Tabela 5.1) verifica-se que existem divergências em alguns parâmetros da rotura, como por exemplo: a orientação da falha (*Strike*), a inclinação (*Dip*) e a dimensão do plano da falha. Este estudo é considerado pertinente pois a comparação dos resultados obtidos com os parâmetros já publicados, permitirá contribuir para uma melhor compreensão da fonte sísmica deste sismo e da problemática associada ao seu estudo.

Tabela 5.1. Parâmetros geométricos do plano da falha.

Modelo	Strike	Dip	Rake	H <sub>0</sub> (km)
Fialko (2009)	175°	76°	-89°	15
Raucoules et al. (2010)	171°	70°	-90°	11
Copley et al. (2012)	180°	75°	-90°	13
Este trabalho	165°	76°	-90°	11

A metodologia usada neste estudo, foi descrita no capítulo 3. Usou-se um cruzamento de técnicas numéricas de modelação e inversão, que se aplicaram dados de natureza sísmica e geodésica. Mais concretamente dados telessísmicos, SAR e as observações de campo realizadas por Fenton e Bommer (2006). Primeiro, os dados telessísmicos foram invertidos para obtermos o modelo de rotura e através desse modelo, os deslocamentos na superfície foram determinados segundo a direção do satélite que adquiriu os dados SAR. Por fim os modelos com os deslocamentos superficiais foram comparados com as medições de campo e com as franjas do interferograma obtido pela técnica InSAR.

Moçambique encontra-se na margem leste da placa tectónica Africana (Núbia), na parte sul do sistema do Rífte Este Africano (REA). Este rifte define a fronteira entre as placas tectónicas de Núbia e da Somália (Figura 5.1) e estende-se ao longo de 3000 km entre o Golfo de Aden (junção tripla entre as placas da Núbia, Somália e Arábia), no norte do continente Africano e o sul do continente Africano.

Este rifte divide-se em dois ramos nas proximidades do Lago Victoria (Tanzânia – Figura 5.1 Polígono azul entre R. D. do Congo e o Quénia). O ramo ocidental (Figura 5.1 – Polígono cor de laranja) contém os lagos Tanganica e Malawi, aparentando terminar no centro de Moçambique (Foster e Jackson, 1998). O ramo oriental continua através do Quénia e aparenta terminar no canal de Moçambique (Figura 5.1 – Polígono Cinzento). A localização da junção da parte sul do rifte com a parte sudoeste da Crista Média Oceânica Índica é um assunto controverso, devido aos epicentros encontrarem-se dispersos numa vasta região e por isso, não existe uma localização precisa, este facto tem despoletado uma longa discussão na comunidade científica sobre a incerteza da sua localização (Vail, 1968; Chu e Gordon, 1999; Horner-Johnson et al., 2005).

A geologia e a geomorfologia de Moçambique em conjunto com a localização dos epicentros (Figura 5.1) é um forte argumento para considerar que o ramo ocidental do rifte tem continuação através do norte de Moçambique (Chorowicz e Sorlien, 1992). A constatação que a sismicidade persiste ao longo do canal de Moçambique é mais um forte indicador que o rifte continua para sul, intersetando a Crista Média Oceânica Índica entre as longitudes 26.3°E e 32.2°E.

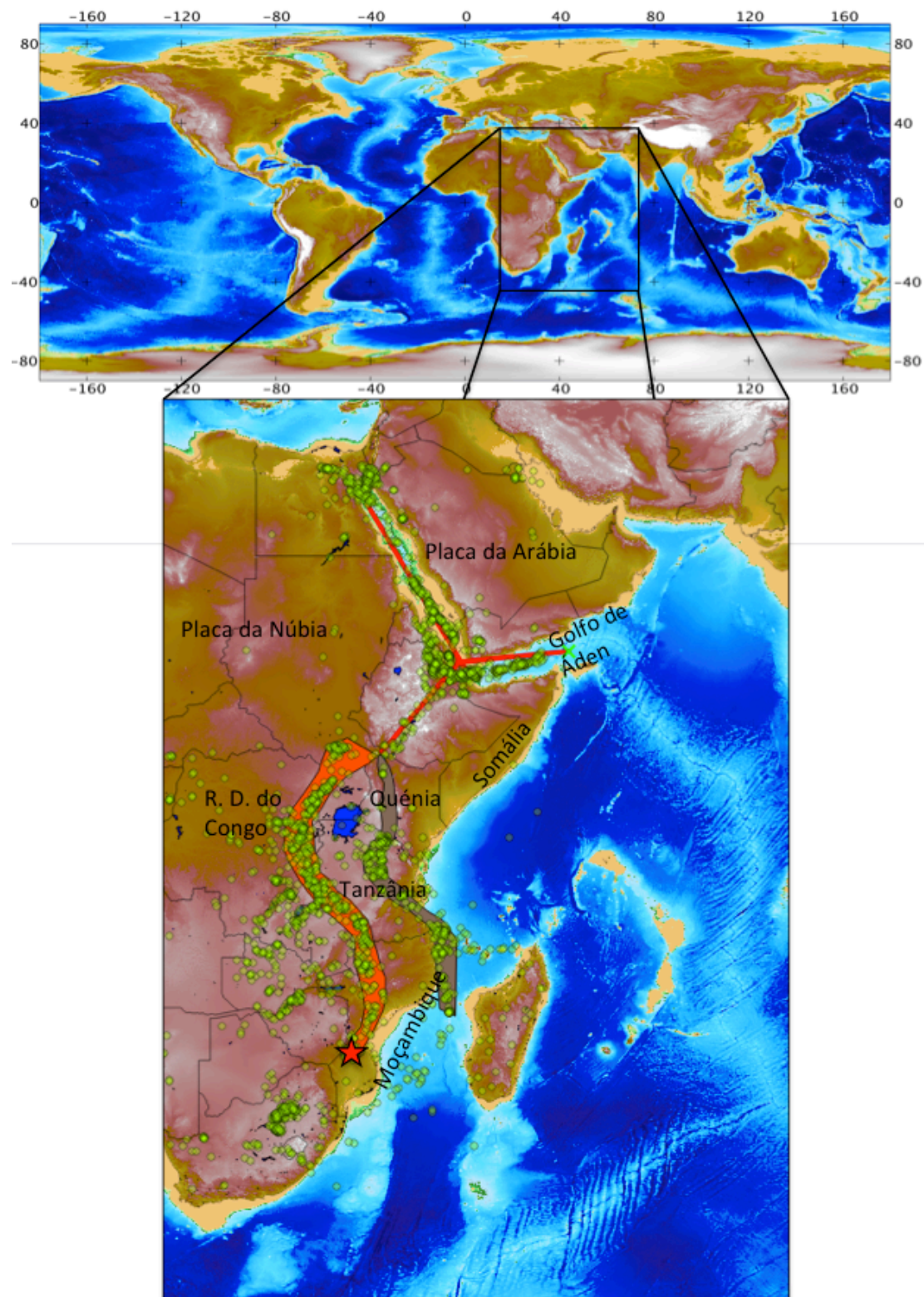


Figura 5.1. Círculos verdes representam a sismicidade instrumental (USGS); linha vermelha representa a junção tripla entre as placas da Núbia, Arábia e Somália; Os polígonos cor de laranja e cinzento representam os ramos ocidental e oriental do Rife Este Africano, respetivamente; estrela vermelha representa a localização do epicentro deste evento sísmico.



A placa da Somália apresenta um deslocamento para sudeste em relação à placa de Núbia e não se comporta de uma forma rígida, já que a maior parte do movimento é acomodado no rífte por extensão (Horner-Johnson et al., 2005; Stamps et al., 2008). Outro importante aspecto a salientar é a variação da velocidade da divergência entre placas ao longo deste rífte (Figura 5.2). A região de Afar, na parte norte do rífte, apresenta uma divergência, entre placas com uma velocidade da ordem de  $8.3 \pm 1.9$  mm/ano, e junto à interseção com a Crista Média Oceânica Índica (Figura 5.2), a velocidade de divergência é da ordem de  $3.6 \pm 0.5$  mm/ano (Horner-Johnson et al., 2005).

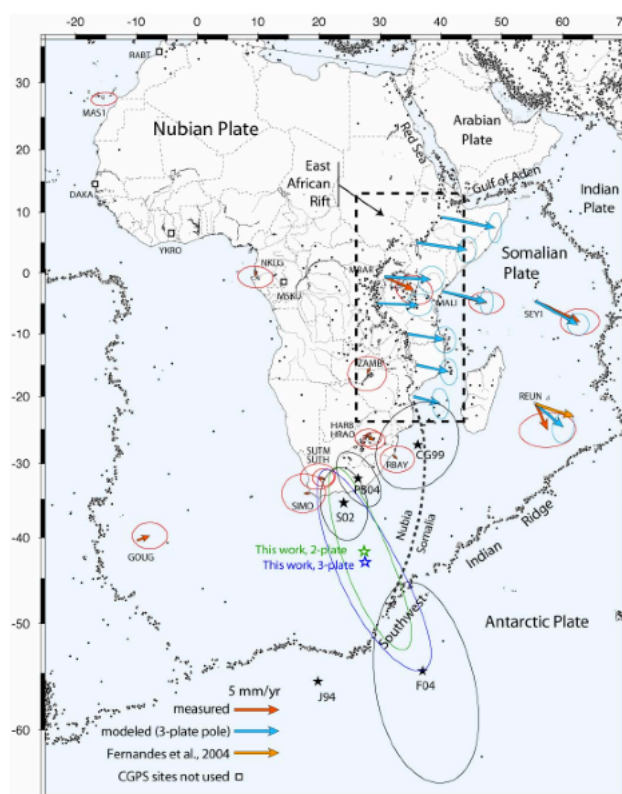


Figura 5.2. Comparação entre as velocidades da placa da Somália (Calais et al., 2006).

A atividade sísmica nesta parte do continente Africano é maior ao longo do Mar Vermelho e do Golfo de Aden, no entanto, continua para sul ao longo do ramo oriental, onde a distribuição dos epicentros se apresentam mais difusos do que ao longo do ramo ocidental, onde a concentração de epicentros segue a estrutura do rífte começando no Sudão do Sul até ao sul do Malawi. O registo da atividade sísmica continua para sul ao longo dos dois ramos do rífte (Figura 5.1). O ramo oriental estende-se numa ampla zona na Tanzânia, continuando ao longo do Oceano Índico. O



ramo ocidental passa a Sul da República Democrática do Congo, a oeste da Zâmbia, do Vale Zambezi e do Rífte Luangwa, terminando aparentemente em Moçambique. Pode-se verificar que a sismicidade a sul do Zimbabué é geralmente espaçada e os epicentros estão concentrados ao longo da metade este e da parte norte da Província Transvaal na África do Sul. Nas regiões de divergência de placas os sismos ocorrem a profundidades de aproximadamente 15 km, no entanto, na zona Sul e Este de África os hipocentros ocorrem até profundidades de 35 km, sugerindo que a camada da litosfera, nesta região, é mais profunda do que em outras regiões de extensão continental (Foster e Jackson, 1998).

Em Moçambique, desde os anos 60 do século XX foram registados diversos sismos de magnitudes superiores a 5.0 na escala de Richter (Figura 5.3), mas apenas três deles tiveram magnitude superior ou igual a 6.0. O primeiro ocorreu a 10 de maio de 1951 tendo Gutenberg e Richter (1954) estimado a sua magnitude em 6.0. Em 1957 ocorreram os outros dois eventos, o primeiro a 20 de julho e o segundo a 5 de setembro, ambos com uma magnitude de 6.0 ou inferior, a uma profundidade inferior a 20 km segundo Foster e Jackson (1998).

O sismo que ocorreu a 22 de fevereiro de 2006, às 22:19:07 UTC de  $M_w$  7.0 (USGS) foi o de maior magnitude até hoje registado. Segundo USGS faleceram quatro pessoas, vinte e sete ficaram feridas e pelo menos 160 edifícios sofreram danos em Espungabera, Beira e Chimoio. Este sismo não provocou mais danos por ter ocorrido numa zona rural (Machaze) ou seja pouco edificada e com poucas infraestruturas. O epicentro deste sismo foi localizado pelo USGS na posição 21.259°S, 33.480°E, a uma profundidade de 11/12 km. O mecanismo foi caracterizado do tipo normal, o azimuth do plano de falha foi estimado em 170° e a inclinação em 70°.

Após o sismo principal, ocorreu uma crise sísmica tendo sido registado mais de 50 réplicas com magnitudes entre 3.1 e 5.7 (dados do USGS e da Direcção Nacional de Geologia, DGN, de Moçambique).

Desde a ocorrência deste evento até ao ano de 2012 foram publicados diversos artigos científicos, com bastante relevância para a compreensão da tectónica desta região e da rotura deste sismo.

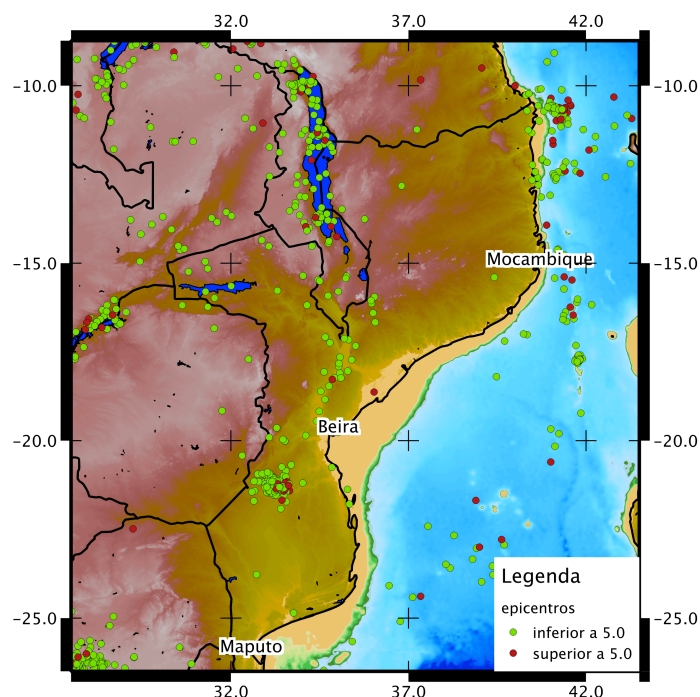


Figura 5.3. Sismicidade em Moçambique (catálogo do USGS).

## 5.2. Estado de arte

### 5.2.1. Observação e medição de campo

O sismo de 2006 provocou uma rotura superficial que foi comprovada por observação de campo realizada por Fenton e Bommer (2006). Esse estudo permitiu observar e analisar a rotura da superfície ao longo de 15 km (Figura 5.4), no entanto, devido a constrangimentos de tempo e à presença de minas os trabalhos de observação na parte sul da rotura foram interrompidos. A extensão da rotura na superfície foi estimada de entre 30 a 40 km com uma duração entre 8 a 10 segundos, o que é de admitir que a rotura se distribua sobre uma extensão de falha com cerca de 30 km (Fenton e Bommer, 2006).

Nas observações de campo foi concluído que a orientação da falha que originou esta rotura, denominada por falha de Machaze, segue um azimuth entre 170° a 160°. Fenton e Bommer (2006) não observaram desvios laterais significativos na topografia, o que sugere que o plano de falha seja extremamente inclinado e os deslocamentos medidos sejam compatíveis com movimento do tipo normal. Estas

medições e observações permitiram concluir que o plano de falha se encontra inclinado para oeste, confirmando a informação vinculada pelo USGS.

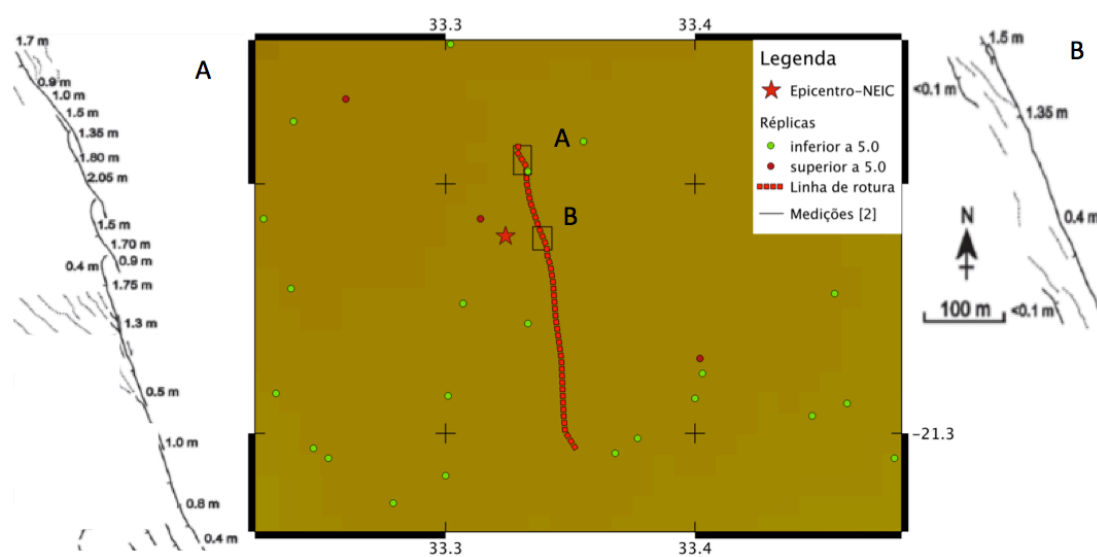


Figura 5.4. Levantamento da rotura superficial e respectivos deslocamentos verticais observados por Fenton e Bommer (2006). A e B representam as regiões onde foram realizadas as medições da rotura superficial.

A região afetada por este evento sísmico possui fracos recursos instrumentais geodésicos e sísmicos o que limitou a monitorização dos movimentos e deformação cossísmica “in situ”, no entanto, em alternativa existem dados telessísmicos e SAR que permitem analisar os deslocamentos pré-sísmicos, cossísmicos e pós-sísmicos, desta região. Raucoules et al. (2010), usaram os dados disponíveis do satélite Japanese Earth Resources Satellite (JERS), relativos ao período entre os anos 1993 e 1996 para determinar os deslocamentos pré-sísmicos, mas o estudo foi inconclusivo devido aos deslocamentos obtidos para a região na proximidade da falha, serem inferiores à sensibilidade do sensor.

Os deslocamentos cossísmicos foram determinados em diversos estudos (Hashimoto et al., 2007; Fialko, 2009; Raucoules et al., 2010 e Coopley et al., 2012) através de dados adquiridos pelo satélite Environmental Satellite (ENVISAT). Nesses estudos foram observadas no mínimo 16 franjas, estimando-se deslocamentos cossísmicos da ordem dos 1.5 m a 2.0 m, na parte sul da rotura e 0.7 m a 1.3 m na secção norte. Esses valores de deslocamento são compatíveis com as medições de campo feitas por Fenton e Bommer (2006).

Hashimoto et al. (2007) afirmam que a interpretação preliminar dos dados interferométricos adquiridos em 2006 pelo sensor ALOS-PALSAR revela deslocamento pós-sísmico mensurável. Em 2010 foram publicados novos resultados tendo por base a análise de 15 interferogramas, relativos às imagens adquiridas entre 2006 e 2008, que revelam deslocamentos pós-sísmicos à taxa de 3.5 cm/ano (Raucoules et al., 2010). Coopley et al. (2012) com dados SAR adquiridos até ao ano de 2010, relativos aos satélites ALOS e ENVISAT concluíram que os deslocamentos pós-sísmicos pararam em 2008 ou tornaram-se imensuráveis por esta técnica (InSAR).

### 5.2.2. Modelos de rotura

Os deslocamentos cossísmicos determinados através de dados SAR, juntamente com as medições realizadas “in situ” nas observações de campo e os dados telessísmicos permitiram determinar vários modelos de fonte que procuram explicar tanto a sua geometria e mecanismo global, como os pormenores cinemáticos da evolução da rotura. Yang e Chen (2008) usaram apenas dados telessísmicos para mostrar que a rotura terá ocorrido numa falha do tipo normal segundo a direção norte-sul, atingindo uma profundidade superior a 15 km e com uma inclinação de 76° para oeste. Fialko (2009) determinou um modelo de rotura com base nas medições de campo, nos dados sísmicos e SAR. Os parâmetros obtidos para este modelo de rotura foram:

- A rotura propaga-se no sentido norte-sul segundo um azimuth de 175°;
- a inclinação do(s) plano(s) da falha foi de 76°, para oeste;
- o rake médio (deslocamento da falha) foi de -89°;
- o hipocentro foi estimado ter ocorrido a 15 km de profundidade.

Nesse modelo foram usados dois planos de falha tendo ambos 27 km de comprimento e 20 km de largura. O valor obtido para o momento sísmico foi de  $3.5 \times 10^{19}$  N m.

Raucoules et al. (2010) definiram dois planos de falha com azimutes de 170° e 172°, o comprimento de ambos foi de 20 km, as larguras dos planos de falha foram de 9 km e 11 km e uma inclinação de 70° para ambos os planos, com um *rake* médio de -90°. Os deslizamentos obtidos (*Slip*) encontram-se compreendidos entre os 2.66 m e os 3.40 m.

Copley et al. (2012) obtiveram um modelo de rotura por inversão conjunta, dos dados medidos em campo, dados SAR e sísmicos. O modelo de rotura, como nos modelos descritos anteriormente, foi dividido em dois planos de falha com diferentes orientações, mas com a mesma inclinação de  $75^\circ$ . O deslocamento máximo que obtiveram concentrou-se entre as profundidades de 10 km a 15 km no plano de falha que se encontra mais a sul. A base da rotura ocorreu a uma profundidade de 20 a 25 km. Nesse estudo foi estimada a velocidade de rotura na ordem de 2.2 km/s e 2.4 km/s e a profundidade do centroide localizou-se a 13 km.

## 5.3. Dados

### 5.3.1. SAR

Os dados SAR foram seleccionados através da aplicação EOLI-SA e verifica-se que existem dados SAR da região em estudo, com potencial para determinar o campo de deslocamento da superfície terrestre na zona da fonte (Tabela 5.2), adquiridos pelo satélite ENVISAT da ESA. A aplicação EOLI-SA permitiu pesquisar e verificar a existência de doze pares interferométricos, formados por sete imagens, que abrangem o instante do sismo de 22 de fevereiro de 2006. No entanto, devido ao espaçamento temporal entre aquisições e à distância perpendicular entre passagens, como se pode verificar na tabela 5.2, foram seleccionadas as imagens para formar o par interferométrico com a menor base perpendicular e com o menor intervalo temporal entre aquisições. Assim as imagens escolhidas foram as imagens adquiridas a 6 de junho de 2004 e a 7 de maio de 2006 ( $B_\perp=198\text{m}$ ). Estas imagens satisfazem esses dois critérios e por isso, foram usadas no processamento InSAR, em detrimento do par 7 que apresenta uma base temporal entre aquisições superior (este par também foi processado por Raucoules et al., 2010).

Após a escolha das imagens SAR descarregaram-se os respetivos ficheiros das órbita (DOR - DORIS) e do comportamento do satélite através do *File Transfer Protocol* (ftp) da ESA ([http://earth.eo.esa.int/services/auxiliary\\_data/asar/](http://earth.eo.esa.int/services/auxiliary_data/asar/)), dedicado aos ficheiros auxiliares do satélite ENVISAT.

Tabela 5.2. Pares interferométricos disponíveis para a área em estudo, relativos ao satélite ENVISAT e respetivas bases perpendiculares e o tempo entre as aquisições em dias.

N.º	Data 1	Data 2	B <sub>⊥</sub> (m)	Dias
1	20031109	20060507	720	910
2	20031109	20060611	230	945
3	20031109	20070211	432	1190
4	20040118	20060507	1114	840
5	20040118	20060611	623	875
6	20040118	20070211	826	1120
7	20040328	20060507	-131	770
8	20040328	20060611	-622	805
9	20040328	20070211	-420	1050
10	20040606	20060507	-198	700
11	20040606	20060611	-689	735
12	20040606	20070211	-486	980

### 5.3.2. Dados Sísmicos

Os dados sísmicos utilizados neste estudo consistiram num conjunto de 38 registos telessísmicos da forma de onda em estações de banda larga, 30 ondas P e 8 ondas SH (Figura 5.5).

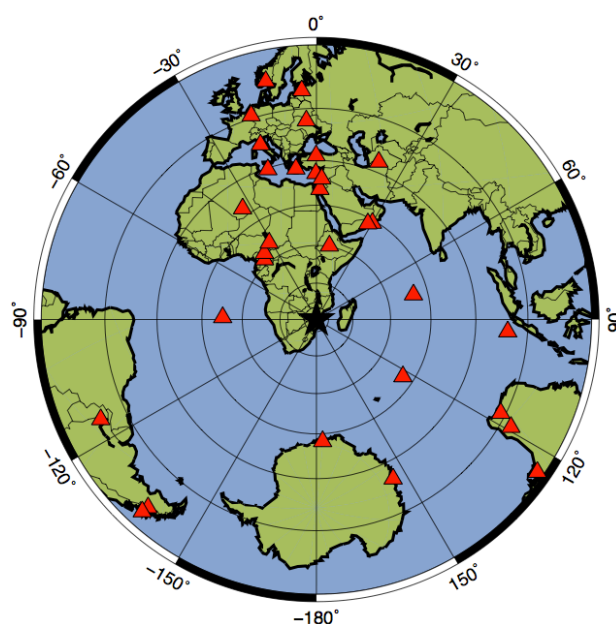


Figura 5.5. Mapa azimutal centrado no epicentro do sismo de Moçambique de 2006, com a distribuição espacial das estações (triângulos vermelhos).

Estes dados foram selecionados por forma a garantirem uma boa cobertura azimutal da fonte a distâncias epicentrais entre 30° e 90°, para evitar dificuldades de interpretação relacionados com a propagação no manto superior e difrações produzidas na interface manto-núcleo. Neste estudo foram usadas janelas com os primeiros 20s de registo tanto dos movimentos verticais (em deslocamento) produzidos por ondas P, como horizontais, produzidos pelas componentes horizontais (direção transversa) das ondas S. Estes dados foram amostrados a 0.1 s, corrigidos do instrumento e filtrados com passa-banda entre 0.01 e 1 Hz.

## 5.4. Deslocamentos na superfície e Resultados

A metodologia utilizada para processar o interferograma a partir de imagens SAR com o registo do campo de deslocamento da superfície e o correspondente interferograma sintético a partir do de um modelo de rotura conhecido foi descrito no capítulo 3, por conseguinte, esse assunto será abordado de uma forma resumida, dando mais ênfase aos resultados.

### 5.4.1. InSAR

De uma forma geral pode-se observar no interferograma processado uma fraca coerência entre as imagens numa parte significativa da região envolvente da rotura, principalmente nas partes mais a norte. Possivelmente a descontinuidade superficial observada em Fenton e Bommer (2006) foi um dos motivos para causar a incoerência entre as imagens. Outro fator que poderá ter tido influência na fraca coerência terá sido o elevado intervalo de tempo entre as aquisições das imagens (700 dias) e a provável alteração da vegetação nesta região rural de Moçambique nesse período. Devido a essa incoerência não foi possível perceber bem as franjas em toda a extensão da área afetada e também impediu o desenrolar a fase interferométrica de forma a obter o valor absoluto dos deslocamentos provocados por este evento sísmico. Contudo é possível estimar, de forma aproximada, a extensão da região abrangida pela deformação através da curvatura das franjas visíveis, que atingem um valor compreendido entre 45 km e 65 km. Daí conclui-se que a rotura tenha ocorrido numa falha de inferior dimensão localizada no interior dessa delimitação com orientação



aproximada norte-sul, conforme sugere a geometria do padrão deformado. Esta informação foi relevante para definir o comprimento do plano de falha bem como a orientação para assim fixar parâmetros na modelação de rotura.

Uma análise mais pormenorizada ao interferograma (Figura 5.6) revela pelo menos 19 franjas na parte sul (lado este da rotura). É uma contagem que significa, atendendo a que metade do comprimento de onda do sensor ASAR do satélite ENVISAT é 2.8 cm, um deslocamento superior a 44.8 cm desse lado da falha, na direção da visada.

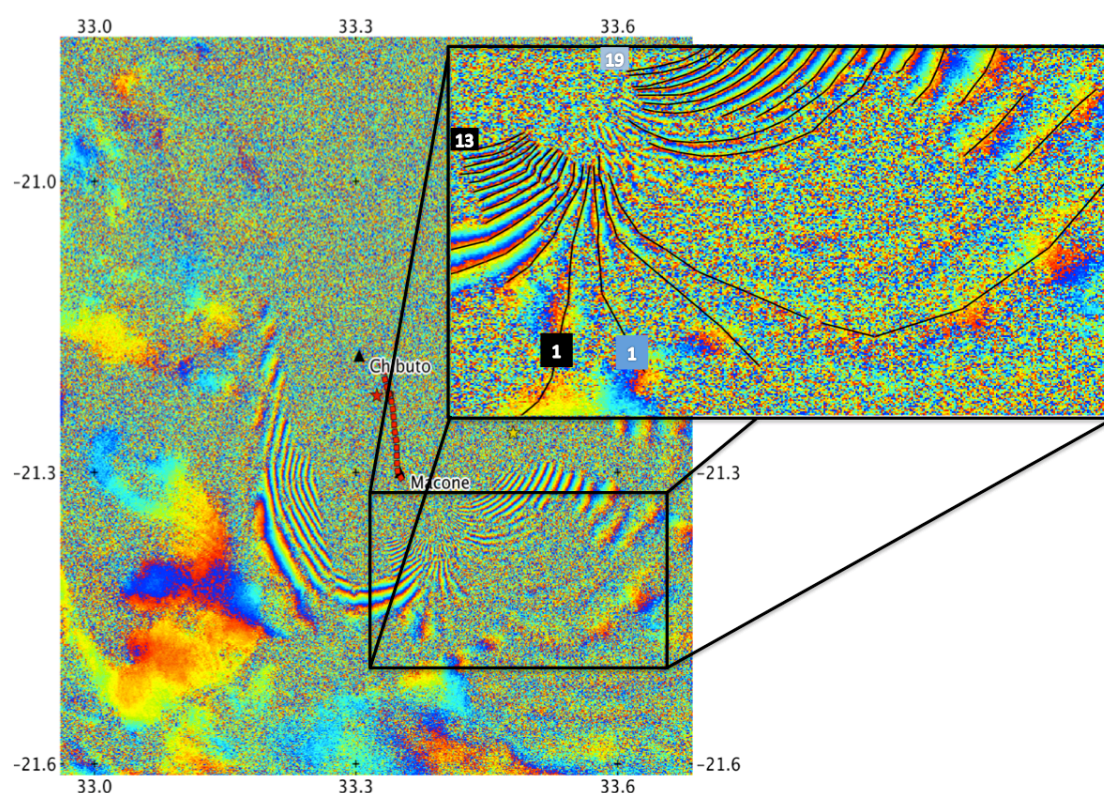


Figura 5.6. Interferograma com a localização da rotura (linha vermelha) da Figura 1a; a estrela vermelha é a localização do epicentro do NEIC e a estrela amarela é a localização do epicentro do USGS. Interferograma com escala de  $\pi$  a  $-\pi$ . Na imagem amplificada as franjas encontram-se digitalizada (linhas pretas), onde os números com o fundo a preto são a contagem das franjas do lado oeste da rotura (13 franjas) e os números com o fundo azul são a contagem das franjas do lado este da rotura (19 franjas).

No lado oeste da falha observam-se pelo menos 13 franjas, o que significa um deslocamento de 36.4 cm na direção do sensor. Na parte norte do interferograma não foi possível visualizar nenhuma franja, uma vez mais devido à falta de coerência, implicando uma falta de informação relativamente aos deslocamentos na superfície terrestre provocados pela rotura.



#### 5.4.2. Modelo de rotura

Para determinar o modelo de rotura através da inversão da forma de onda foram usados, inicialmente, os parâmetros geométricos do plano de falha, os da solução CMT que constam no *site* do USGS (*strike*=170° e *dip*=70°). A direção média do movimento das sub-falhas faz com a horizontal (*rake*), um ângulo de -90° (USGS), o que corresponde a um mecanismo normal. O hipocentro foi definido a uma profundidade de 11 km, tendo como referência as informações do consórcio IRIS. Estes parâmetros foram ajustados iterativamente, mediante a metodologia atrás apresentada, até à otimização dos ajustes entre os dados observados e sintéticos.

Quanto à dimensão do plano de falha foi usado o comprimento medido no interferograma de 65 km, no entanto, após ser calculado o modelo dos deslocamentos na superfície e comparado com o interferograma comprovou-se que a falha tinha sido sobredimensionada, por isso, foi necessário reduzir a dimensão do plano da falha até à obtenção de um valor considerado aceitável, que neste caso foi de 48km. Este plano foi subdividido em sub-falhas com uma dimensão de 6 km por 6 km, oito ao longo do comprimento, por cinco ao longo da largura. Quanto à largura do plano da falha chegou-se ao valor de 30 km, pelo mesmo método iterativo. Nesta operação de otimização da dimensão do plano da falha, também se testou a orientação e a inclinação deste plano, tendo sido concluído que os melhores resultados eram obtidos para uma orientação de 165° e uma inclinação de 76°.

Finalmente no modelo da rotura obtido por inversão das formas de onda, observa-se uma aspereza próxima do hipocentro com uma dimensão aproximada de 15 km por 13 km, onde ocorreu o deslizamento máximo de 4.3 m. Também é possível observar que os deslizamentos têm um mecanismo predominantemente normal, contudo com uma pequena componente lateral: direita nas zonas mais superficiais da falha e esquerda nas zonas mais profundas. Para esta inversão foi obtido um momento sísmico com o valor de  $3.9 \times 10^{19}$  N.m, a que corresponde a uma magnitude de  $M_w = 7.0$ , e um *rake* médio de -90.4°. A variância de ajuste entre sismogramas (sintético e observado – Anexo B) foi de 0.31.

Após analisar o modelo de rotura concluiu-se conseguir-se melhores ajustes nos interferogramas, considerando uma falha mais curta a sul. Assim o comprimento da falha foi diminuído, por eliminação das sub-falhas a sul, chegando-se a um

comprimento do plano de falha de 42 km. Esta redução do comprimento do plano em 6 km e a deslocação do hipocentro em 6 km para sul, implicou também uma ligeira melhoria no ajustamento entre os sismogramas (variância 0.30). Os restantes parâmetros são bastante semelhantes aos descritos anteriormente. Com esta alteração o deslizamento máximo diminuiu ligeiramente para 4.0 m e manteve-se junto ao hipocentro, onde está localizada a aspereza como se pode observar na figura 5.7a. Pode-se também observar na mesma figura que o núcleo da aspereza, onde ocorreram os maiores deslizamentos, possui uma extensão de 15 km na direção da rotura (*strike*) e uma largura de aproximadamente 13 km na direção da profundidade (*dip*). A tendência da direção dos deslizamentos manteve-se: uma forte componente normal e uma ligeira componente lateral esquerda e direita como no primeiro ensaio. A função temporal da fonte revela um pico coincidente com o núcleo da aspereza no modelo de rotura com a duração de aproximadamente 10 segundos.

Os restantes modelos da figura 5.7 foram obtidos com os parâmetros publicados (Tabela 5.1), onde é possível verificar que as funções temporal da fonte são semelhantes com a função temporal do modelo obtido neste estudo e todas representam uma rotura com duração inferior a 15 s.

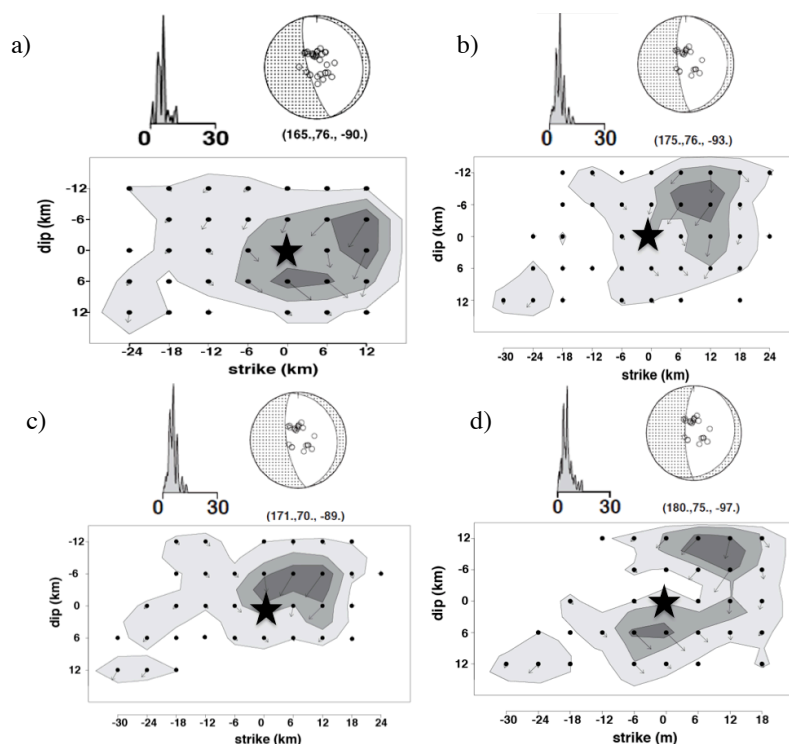


Figura 5.7. Função temporal da fonte; mecanismo da rotura; modelo de rotura (estrela preta – localização do hipocentro): a) modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012.

O modelo de rotura B apresenta uma aspereza bastante superficial e próxima ao hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 5.0 m. O modelo C apresenta uma aspereza na região do hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 4.5 m e no caso, do modelo D observou-se duas asperezas, uma próxima do hipocentro e outra superficial, onde ocorreu um deslizamento máximo de 4.3 m.

O momento sísmico obtido para os modelos B, C e D foi de  $4.1 \times 10^{19}$  N.m,  $3.7 \times 10^{19}$  N.m e  $4.1 \times 10^{19}$  N.m, respetivamente. Estes últimos três modelos de rotura permitiram gerar quatro modelos de deslocamentos superficiais usando as equações de Okada (1992) mediante a aplicação do algoritmo EDCMP (Wang et al., 2003). Analisando o ajustamento entre os sismogramas sintéticos e observados (Anexo B), concluímos que grande parte dos sismogramas foram relativamente bem ajustados com a exceção de 7 sismogramas, sendo que 4 são relativos às ondas P e 3 são relativos às ondas SH. Os referidos sismogramas foram removidos ou em alguns casos foi atribuído um menor peso no ajustamento.

#### 5.4.3. Campo de deslocamentos superficial calculado

Os deslocamentos superficiais calculados, tendo como base o modelo de rotura obtido pela metodologia apresentada e os modelos de rotura obtidos com parâmetros publicados, foram projetados segundo a direção do satélite (LOS – *Line-of-sight*) e representados segundo duas formas: interferograma e deslocamento absoluto (Figura 5.8).

Os modelos (Figura 5.8) foram localizados geograficamente através das coordenadas do epicentro publicadas pelo NEIC (Figura 5.8 – estrela branca) e observa-se que este epicentro tem uma localização compatível com a inclinação do plano da falha (Figura 5.6 – estrela vermelha).

Na Figura 5.8a – modelo, observa-se que na zona de subsidência, representada pela cor azul, o deslocamento máximo atinge o valor de 60 cm e na zona de sobre-elevação, representada pela cor vermelha, observa-se que o deslocamento máximo é superior a 40 cm. Os deslocamentos máximos da subsidência e sobre-elevação são atingidos na região sul da falha e vão diminuindo gradualmente para norte, oeste e este. A mancha azul estende-se por 40 km com uma largura de aproximadamente 10 km. A região vermelha possui uma dimensão semelhante, como se pode observar na figura 5.8a.

Analisando a configuração das franjas (Figura 5.8a – interferograma), observa-se um maior número de franjas e mais estreitas, no lado oeste (W) do que no lado este (E). Esta observação traduz um maior declive provocado pela deformação mais acentuada. Este elevado número de franjas, no modelo, que em determinadas zonas é difícil de contar é bem representativo do grande deslocamento junto à falha sísmica.

Os restantes modelos apresentados na Figura 5.8 apresentam, de uma forma geral, valores de subsidência (~60 cm) semelhantes aos valores observados no modelo desenvolvido neste trabalho (Figura 5.8a), com a exceção do modelo C, que apresenta valores de subsidência superiores a 80 cm, como também apresenta valores de sobre-elevação mais elevados (~60 cm) comparativamente aos restantes modelos (>40 cm).

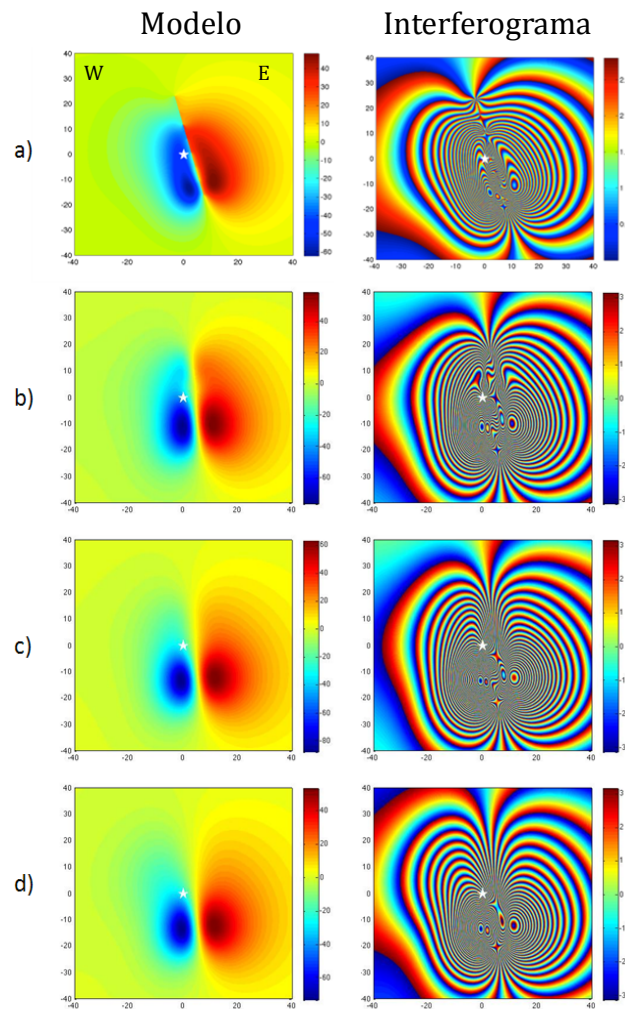


Figura 5.8. Modelo de deslocamentos superficiais; no lado esquerdo: os deslocamentos na direção do satélite (em centímetros); no lado direito: o interferograma sintético (em centímetros). A estrela branca localiza o epicentro deste sismo (NEIC). a) modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012.

Na figura 5.8 é evidente que em todos os modelos os deslocamentos superficiais atingem o valor máximo a sul do epicentro. Também é possível observar a influência na deformação modelada através de diferentes valores do parâmetro de orientação da rotura (Tabela 5.1 – Strike). O modelo A foi obtido através de uma orientação de  $165^\circ$ , enquanto que os restantes modelos foram obtidos através de diferentes valores:  $175^\circ$ ,  $171^\circ$  e  $180^\circ$ , respetivamente (Tabela 5.1). Estas diferenças são bem visíveis na figura 5.8.

Os interferogramas sintéticos (Figura 5.8) apresentam diferentes padrões devido aos diferentes deslocamentos modelados, no entanto, todos os modelos apresentam um elevado número de franjas junto ao epicentro, mais concretamente, junto da rotura superficial, onde se observa uma grande complexidade nas franjas.

## 5.5. Discussão

Na inversão das formas de onda observou-se que o momento sísmico obtido, para o modelo apresentado neste estudo, foi de  $3.9 \times 10^{19}$  N.m, valor este próximo dos momentos sísmicos obtidos por Yang e Chen (2008),  $3.5 \times 10^{19}$  N.m, pelos modelos B, C e D,  $4.1 \times 10^{19}$  N.m,  $3.7 \times 10^{19}$  N.m e  $4.1 \times 10^{19}$  N.m, respetivamente. No entanto, pode considerar-se um valor intermédio tendo em consideração o valor estimado pelo USGS,  $4.6 \times 10^{19}$  N.m. A variação observada entre estes dados pode ser justificada pela utilização de diferentes dados para esta estimativa.

Os valores da magnitude e do rake médio obtidos por inversão das formas de onda são compatíveis com os esperados para este evento sísmico. O rake médio obtido ( $-90.4^\circ$ ) foi bastante próximo a  $-90^\circ$ , um perfeito mecanismo do tipo normal (USGS; IRIS) e os quatro modelos de rotura apresentaram uma magnitude sísmica de  $M_w=7.0$ , ou seja, a magnitude sísmica não sofreu alterações para os diferentes parâmetros geométricos utilizados (Tabela 5.1).

O deslizamento máximo obtido para o modelo desenvolvido neste trabalho foi de 4.1m (para um valor de rigidez de  $3.3 \times 10$  GPa) e ocorreu junto ao hipocentro. Este valor é bastante semelhante ao deslizamento máximo obtido por Copley et al. (2012), 4.5 m e ocorreu aproximadamente à mesma profundidade 10-15 km. Em contrapartida no modelo de rotura D, gerado com os parâmetros da tabela 5.1, verificou-se um

deslizamento máximo de 4.3 m, mas com duas asperezas, uma bastante superficial e outra próxima do hipocentro (Figura 5.7d)

O modelo apresentado neste trabalho apresenta uma aspereza de contornos arredondados em redor do hipocentro, bastante mais simples que os modelos apresentados em outros estudos (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) onde a rotura precisou de dois planos, com uma asperidade em cada plano para explicar os dados. Nesses modelos (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) observou-se uma aspereza com deslocamentos de menor magnitude, localizada a norte do epicentro e outra próxima do hipocentro, sendo esta aspereza semelhante à obtida neste trabalho (Figura 5.7a). Nos modelos de rotura obtidos com os parâmetros da tabela 5.1, também é evidente uma pequena aspereza no canto inferior esquerdo do plano da falha (Figura 5.7 b, c, d), como nos modelos com dois planos de falha (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012).

Os deslocamentos modelados (Figura 5.8a), junto à rotura superficial variam suavemente ao longo da rotura e são inferiores a um metro, como se pode observar nos perfis verticais da figura 5.9, no entanto, os deslocamentos medidos no terreno apresentam valores com uma considerável variabilidade entre medições consecutivas e relativamente próximas umas das outras, como se pode observar na figura 5.4, devido a esta variação pode-se considerar um valor médio para esses deslocamentos, sendo aproximadamente um metro com um desvio padrão de meio metro. Os deslocamentos observados no modelo, em média, são bastante similares com os deslocamentos medidos no terreno junto à rotura superficial.

Na figura 5.9, os perfis 1 e 2, localizados próximos do epicentro, representam bem a rotura superficial cartografada por Fenton e Bommer (2006). No perfil 3, localizado na parte sul da rotura observam-se fortes deslocamentos, principalmente de subsidência enquanto que no perfil número 4 observa-se uma diminuição dos deslocamentos, por este perfil se localizar mais a sul.

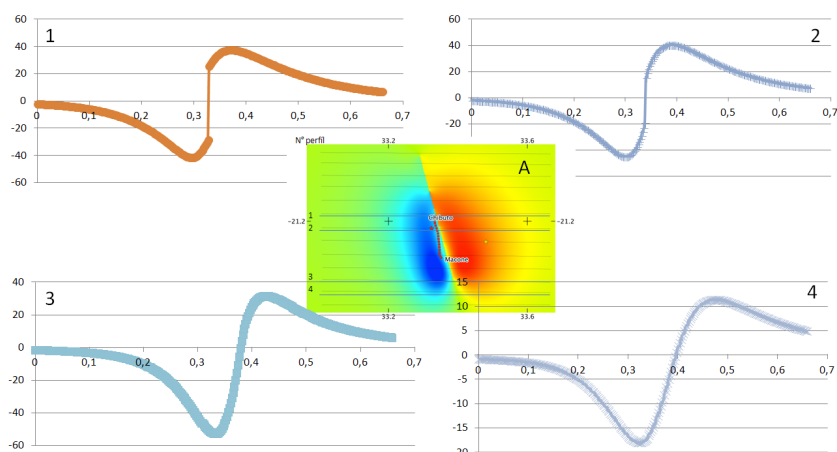


Figura 5.9. A – Localização dos perfis na região da rotura superficial (Linha vermelha); 1, 2, 3 e 4 – Perfil vertical. Escala horizontal em graus e a escala vertical em centímetros.

Neste trabalho foi possível estudar os parâmetros geométricos da rotura apresentados por outros autores (Tabela 5.1) através dos mesmos dados e metodologia. O modelo apresentado neste trabalho ( $strike=165^\circ$ ;  $dip=76^\circ$ ;  $rake=-90^\circ$  e  $H_0=11$  km) apresenta uma aspereza de contornos arredondados em redor do hipocentro, bastante mais simples do que os restantes modelos publicados. Desta forma, verifica-se que existem diferenças entre os modelos de rotura que provocam ligeiras diferenças nos deslocamentos superficiais modelados. A verificação da qualidade desses modelos foi condicionada pela falta de dados geodésicos. No caso do interferograma foi impossível desenrolar a fase interferométrica devido à fraca coerência entre as imagens SAR, não sendo possível obter os deslocamentos absolutos provocados pela rotura. As medições verticais da rotura superficial são uma boa confirmação dos deslocamentos ocorridos, no entanto, essas medições não foram utilizadas na modelação, por estas se restringirem apenas a duas regiões da rotura superficial e a sua localização geográfica não ser conhecida com o devido rigor. Desta forma verifica-se uma fraca cobertura de dados geodésicos nessa região e assim é impossível de concluir quais os melhores parâmetros geométricos da rotura deste evento. No entanto, todos os modelos, dos mais complexos aos mais simples, apresentam resultados que justificam o padrão de franjas interferométricas e a rotura superficial.





## 6. Sismo de 21 de maio de 2003 em Zemmouri-Boumerdès

---

Neste capítulo é estudado o sismo ocorrido a 21 de maio de 2003 em Zemmouri, no norte da Argélia, sendo uma extensão dos trabalhos publicados na *6th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora*, no Workshop on Earthquake Early Warning System: Applications to the Ibero-Maghrebian Region, e foi aceite na EGU de 2014 (Santos et al., 2013d; Santos et al., 2014b e Santos et al., 2014c).

### 6.1. Introdução

Apesar de ter decorrido mais de uma década desde a ocorrência do sismo de Boumerdès-Zemmouri (Argélia) de 21 de maio de 2003, ainda permanecem profundas divergências relativamente a aspetos fundamentais para a compreensão da fonte deste evento, nomeadamente sobre a localização e orientação do plano da falha que lhe deu origem. Neste capítulo é realizado um estudo a duas soluções para a geometria do plano da falha, para se encontrar os argumentos que permitam escolher o modelo de fonte que melhor responda às observações dos seus efeitos de natureza sismológica, geodésica ou macrosísmica.

A zona este da Capital da Argélia foi atingida, pelas 18:44 horas de 21 de maio de 2003, por um sismo de  $M_w=6.8$ , o segundo maior ocorrido neste país desde o sismo em El Asnam de 1980 ( $M_w=7.3$ ). Este evento sísmico provocou a perda de 2 271 vidas humanas, causou cerca de 11 455 feridos e levou à destruição de mais de 20 000 edifícios nas cidades de Boumerdès, Argel e Tizi-Ouzou (Bouhadad et al., 2004). As regiões próximas do epicentro foram as mais afetadas (Figura 6.1 e Figura 6.2), particularmente as cidades costeiras de Zemmouri e Boumerdès.

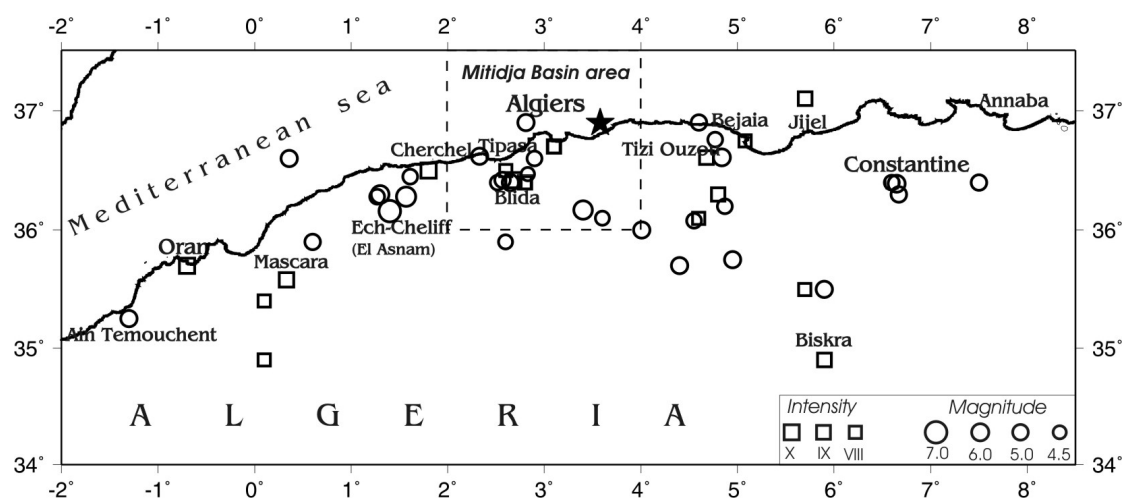


Figura 6.1. Localização dos sismos históricos de magnitude superior a 4.5 e de intensidade superior a VIII, ocorridos na região norte da Argélia. A estrela preta localiza o epicentro do sismo de 21 de maio de 2003.

Nas localidades do distrito de Bourmerdès e na zona este de Argel o sismo causou, respetivamente, 1 378 mortos e 3 444 feridos; 881 mortos e 6 789 feridos; verificou-se a destruição total de alguns edifícios antigos, sendo que nos edifícios mais recentes foram observadas rachas e fissuras nas paredes, telhados e pilares, sendo esta destruição a confirmação da forte intensidade sentida nestas regiões da Argélia.

A rotura que está na origem de toda esta destruição ocorreu na região da fronteira entre as placas tectónicas Euro-asiática e de Núbia, onde a geodinâmica desta região da bacia mediterrânea revela que o processo de colisão entre estas duas placas tectónicas segue a direção NW-SE, com uma taxa de contração de cerca de 2.5 mm/ano (Bufoin et al., 2004). Este movimento relativo entre as placas provoca um ambiente tectónico de compressão e a libertação da energia acumulada ocorre através de eventos com mecanismos inversos com componente lateral. A região norte da Argélia é uma zona com uma elevada complexidade de sistemas de falhas, visto existirem diversos tipos de falhas: inversa, normal e desligamento.

Nos últimos séculos essas falhas originaram sismos destrutivos (Mokrane et al., 1994), por exemplo, a cidade de Ech-Echeliff foi afetada por dois sismos, um ocorrido em 1954 de magnitude 6.7 e outro em 1980 de magnitude 7.3. Também Mont Chenoua-Tipasa localizada a 100km oeste de Zemmouri foi atingida, em outubro de 1989, por um evento sísmico de magnitude 5.9. Na figura 6.1 estão representados os sismos registados ao longo do tempo, ocorridos na parte norte da

Argélia no período de 1365 a 2003. De acordo com os estudos de Hée, 1950; Roussel, 1973; Benhallou, 1985; Mokrane et al., 1994; Bezzeghoud et al., 1996; Yahia Ouahmed, 1997, a Bacia de Mitidja é a principal estrutura geológica ativa perto de Argel. É lá que se situam os vários sismos destrutivos, como por exemplo: Argel (2 de janeiro de 1365,  $I_o=X$ ), Blida (2 março de 1825,  $I_o=X$ ), Mouzaia (2 janeiro 1867,  $I_o=IX$ ), Douéra (5 novembro de 1924,  $M=5.2$ ), Qued Djer (31 outubro de 1988,  $M5.6$ ), Mont Chenoua (29 de outubro de 1989,  $M6.0$ ), Tipasa (9 de fevereiro de 1990,  $M5.0$ ), Ain Benian (4 de setembro de 1996,  $M5.6$ ). Muitos outros sismos foram registados na Bacia de Mitidja e na zona envolvente mostrando a grande atividade dessa região (Figura 6.1 e Figura 6.2).

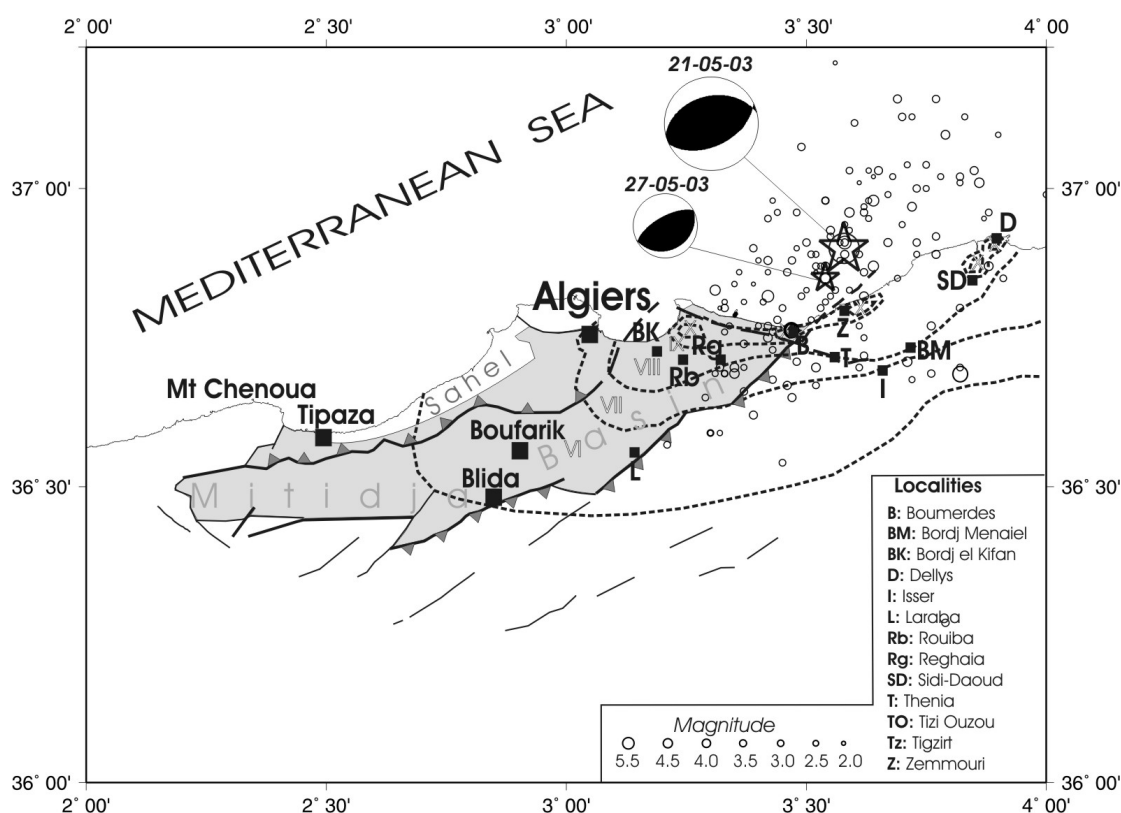


Figura 6.2. Cidades costeiras do norte da Argélia e localização dos epicentros do sismo de 21 de maio e respetivas réplicas com magnitudes compreendidas entre 2.0 e 5.5.

A partir dos parâmetros dos sismos que afetaram esta região foi possível estabelecer um padrão característico da fonte sísmica desta região da Argélia e atividade tectónica da bacia de Mitidja. A fronteira sul da bacia Mitidja é caracterizada por falhas de deslizamento lateral e inversas segundo uma direção de

70°. No entanto, não se pode considerar uma única estrutura, pois esta está subdividida em vários segmentos. Cada segmento pode gerar fortes sismos em relação ao seu comprimento. A bacia de Mitidja é limitada por duas falhas com diferentes inclinações. A sul existe uma falha com inclinação para SE e a norte encontra-se uma falha com inclinação para NW.

O sismo de Zemmouri-Boumerdès ocorrido a 21 de maio de 2003 foi acompanhado da queda de rochas, deslizamentos de terras e liquefação na região mais afetada, no entanto, não foi observada uma clara falha na superfície, o que gera a dúvida em relação à localização da falha geradora deste sismo, uma vez que se conhecem, nesta região, várias falhas ativas.

A partir dos dados registados e disponibilizados pela rede sismológica nacional da Argélia e de diversas outras redes internacionais foi possível uma diversidade de centros sismológicos determinar a magnitude deste evento e localizar o seu epicentro. O CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique - Argélia) localiza-o entre as cidades de Thenia e Zemmouri; o EMSC (Centro Sismológico Europeu-Mediterrâneo) localizou-o no mar na posição 37.02N, 3.77E; o USGS, também o posicionou no mar, mas numa posição mais próxima da costa (36.893N; 3.78E), a cerca de 7 km da costa da cidade de Dellys; o NEIC estimou a sua posição em 36.90N, 3.71E e o CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) publicou a sua localização na posição 37.04N; 3.74E.

Os mesmos centros internacionais estimaram para a profundidade do hipocentro valores compreendidos entre os 9 km e os 15 km e a magnitude sísmica, foi estimada entre  $M_w=6.7$  (USGS) e  $M_w=6.8$  (CSEM, EMSC e NEIC). O mecanismo focal obtido por estes institutos consistiu numa falha inversa ENE-WSW com duas possibilidades para a inclinação do plano da falha: ou um plano inclinado para NNW ou inclinado para SSE.

Relativamente à caracterização e localização do plano da falha que deu origem a este sismo existem varios modelos publicados (Tabela 6.1) que tentam caracterizar a rotura com diversos tipos de dados (geodésicos, sísmicos e geológicos), no entanto, não existe um consenso sobre a orientação, a dimensão, a inclinação e principalmente a localização da falha que deu origem a este sismo.

Tabela 6.1. (lon, lat) posição do epicentro em coordenadas geográficas WGS84;  $H_0$  representa a profundidade do hipocentro; Strike é o azimute da rotura; Dip é a inclinação do plano da falha; Rake é o ângulo médio da direção da rotura;  $M_0$  é o momento sísmico.

Modelos	Lon.(°)	Lat. (°)	$H_0$ (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	$M_0$ (Nm)
Yagi 2003	3.65	36.83	-	54	47	86	$2.40 \times 10^{19}$
Delouis et al., 2004	3.65	36.83	6	70	40	95	$2.86 \times 10^{19}$
Meghraoui et al., 2004	3.65	36.83	-	54	50	88	$2.75 \times 10^{19}$
Braunmiller e Bernardi, 2005	3.65	36.83	-	62	25	82	$3.48 \times 10^{19}$
Belabbès et al., 2008 – plano	3.65	36.83	8	65	40	90	$1.78 \times 10^{19}$

Esta rotura tem sido estudada através dos dados instrumentais de natureza sismológica e geodésica disponíveis, mas também usando informações das alterações morfológicas registadas na região. Para esta região existem dados telessísmicos registados em redes globais de banda larga, com os quais é possível estabelecer a caracterização espaço temporal da rotura. Segundo Semmane et al. (2005), existem dados *strong motion* registados na rede sísmica CGS (Algerian earthquake engineering research center).

A oeste do epicentro pode-se encontrar uma rede GPS construída com o intuito de monitorizar a falha Thenia, o que permitiu determinar os deslocamentos cossísmicos desta região (Yelles et al., 2004). Outra informação relevante para o estudo desta rotura são as medições da sobre-elevação ao longo da linha de costa. Estas medições foram realizadas através de fita-métrica, DGPS e estação total. Com estas medições, Meghraoui et al. (2004) concluíram que após este evento, a costa da Argélia entre Ain Taya e Dellys, elevou-se em média 55 cm, atingindo o valor máximo de 75 cm perto de Boumerdès, na praia de Kaddous. Esta informação é bastante importante para quantificar a dimensão da área afetada pela rotura (Figura 6.3).

Para a região afetada existem alguns dados SAR adquiridos pelos satélites RADARSAT e ENVISAT (Belabbès et al., 2009), tornando possível a determinação dos deslocamentos e a identificação das regiões mais afetadas por este evento sísmico. Em 2005 foi realizado um levantamento batimétrico e de reflexão sísmica de alta resolução, de forma a identificar zonas geológicas que justifiquem a localização da falha que originou este sismo.

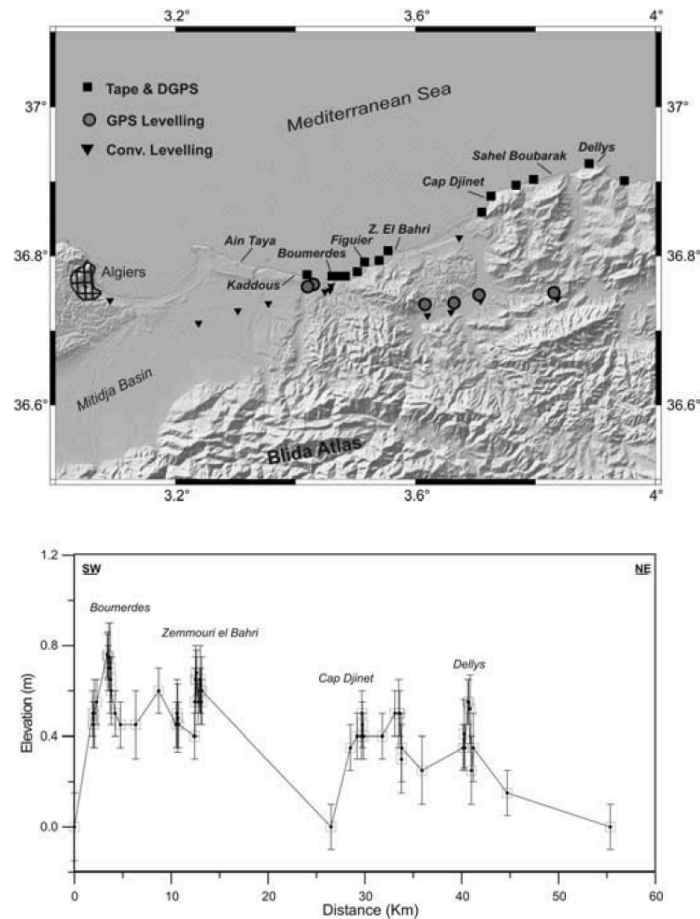


Figura 6.3. Localização das medições de sobre-elevação da costa e respetivo perfil vertical com os deslocamentos observados por Meghraoui et al. (2004).

Este conjunto de dados descrito anteriormente, permitiu o estudo deste sismo e a modelação da sua fonte. Delouis et al. (2004), apresentaram um modelo de rotura com azimute de  $70^\circ$ ; inclinação (dip) de  $40^\circ$ ; rake médio de  $95^\circ$  e com o hipocentro localizado a 6 km de profundidade, sobre um plano de 60 km de comprimento por 24 km de largura, obtido através da inversão conjunta das formas de onda registadas em estações de banda larga a distâncias telessísmicas e dos deslocamentos cossísmicos observados por GPS. Esse modelo apresenta duas asperidades, uma em cada lado do hipocentro. A rotura produziu deslizamentos segundo um mecanismo com uma forte componente inversa e uma ligeira componente lateral. O seu deslizamento máximo foi observado a oeste do hipocentro, atingindo o valor de 3 metros, mas segundo esse modelo não chegou a romper a superfície terrestre, tendo ficado entre a profundidade de 11 km a 2 km. A asperidade a este do hipocentro ocorreu junto à superfície e estendeu-se entre os 6 km de profundidade até à superfície da falha. O momento

sísmico obtido por esse modelo foi de  $2.86 \times 10^{19}$  Nm ( $M_w$  6.9) e a rotura durou 20 s, no entanto 85% do momento sísmico foi libertado nos primeiros 12 s.

Meghraoui et al. (2004) utilizaram as medições de sobre-elevação da costa para constranger os parâmetros da geometria da falha (Tabela 6.1) e assim, obtiveram um modelo de rotura construído sobre um plano com 54 km de comprimento e 14 km de largura. Nesse modelo, a rotura é constituída com maior expressão sobre duas asperidades atingindo um deslizamento máximo de 1.6 m a este do hipocentro, apresentando um mecanismo inverso.

Semmane et al. (2005), usaram os dados geodésicos disponíveis (medições dos deslocamentos inelásticos cossísmicos obtidos através de registos de GPS e de sobre-elevação da costa) e dados de *Strong Motion*, para estudar a rotura através da inversão conjunta desses dados. Nesse trabalho a geometria da rotura foi constrangida através de um plano de falha de 64 km de comprimento por 32 km profundidade, em conjunto com os parâmetros disponibilizados pelo USGS (Tabela 6.1). O modelo apresentado considera que a rotura teve uma duração de 18 s e ocorre com maior expressão sobre duas asperidades, uma em cada lado do hipocentro. A maior delas a oeste do hipocentro, que atingiu um deslizamento máximo de 3 m. A outra asperidade ocorreu a este do hipocentro. Esse modelo apresenta um momento sísmico de  $5.9 \times 10^{19}$  N.m ( $M_w=7.1$ ) e a projeção do plano da falha na superfície terrestre corta a costa na direção da largura, tendo 2 km em terra e 9 km no mar.

Apesar dos modelos de rotura publicados apresentarem diferentes parâmetros na definição da geometria da fonte, verifica-se algum consenso na comunidade científica sobre o mecanismo global. Todos consideram que o azimuth da falha esteja compreendido entre  $60^\circ$ - $70^\circ$ , tenha uma inclinação entre os  $40^\circ$ - $50^\circ$  e a profundidade do hipocentro se encontre entre os 6-10 km. No entanto, verifica-se uma divergência quanto à localização do plano da falha. Segundo os resultados apresentados por Belabbès et al. (2009), a falha pode estar localizada a uma distância da costa, compreendida entre 8 e 9 km. Os deslizamentos ocorrem entre 8 e 10 km de profundidade e estão concentrados em duas asperidades onde o deslizamento máximo, de 4.7 m ocorreu a este do hipocentro.

Déverchère et al. (2005) investigaram a zona sismogénica através de dados batimétricos e de reflexão sísmica de alta resolução. Consideram que os principais deslizamentos do sismo de 2003 são espacialmente correlacionáveis com duas

escarpas reconhecidas na encosta e no sopé da margem continental, que têm dimensões compatíveis com as asperidades do modelo de Delouis et al. (2004), ~35 km e ~20 km. Tendo concluído que a falha modelada através de dados terrestres por Yelles et al. (2004), Delouis et al. (2004) e Semmane et al. (2005) está localizada mais próxima da linha de costa, em relação à localização da falha mapeada nesse trabalho, que se encontra localizada a ~16 km da linha de costa.

No trabalho de Ayadi et al. (2008) foi identificado um alinhamento de réplicas com um azimute de  $100^\circ$ , paralelo à falha Thenia (Figura 6.4 – linha vermelha), ou seja, com uma orientação distinta das restantes réplicas,  $\sim 60^\circ$  (Figura 6.4 – linha verde). Podendo ser a indicação que a falha Thenia tenha interagido neste evento. Neste trabalho será estudado a fonte deste sismo, tendo como base os resultados publicados e descritos anteriormente, com o intuito de localizar o plano da falha através da metodologia descrita no capítulo 3.

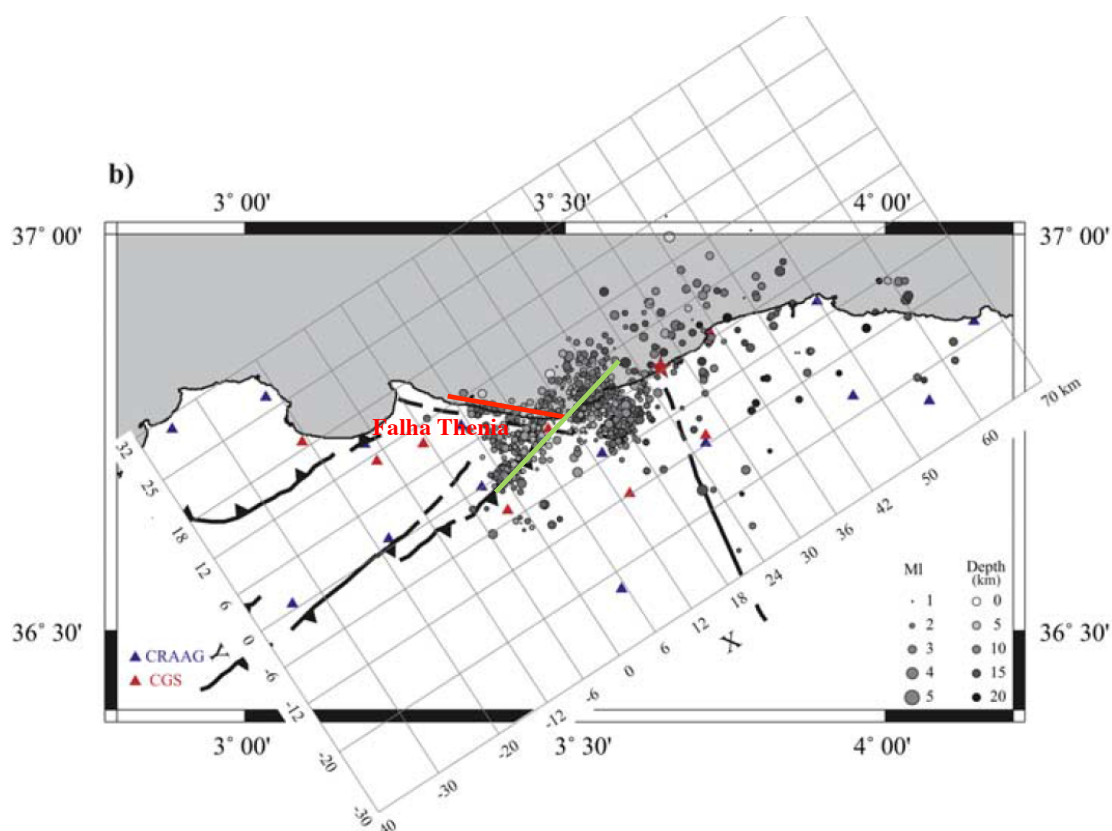


Figura 6.4. Mapa com a relocalização das réplicas. As estações sísmicas representadas pelos triângulos azuis são do CRAAG e os encarnados são do CGS. A estrela encarnada representa a localização do epicentro do sismo. A linha verde representa a orientação da maioria das réplicas ( $\sim 60^\circ$ ) e a linha encarnada representa a orientação das réplicas paralelas à falha Thenia (Ayadi et al., 2008).



## 6.3. Dados

### 6.3.1. SAR

Para análise da deformação cossísmica produzida pelo sismo foi selecionado um conjunto de dados SAR sobre a região afetada, com auxílio da aplicação EOLISA, disponibilizada pela ESA. Após a pesquisa foram selecionadas as imagens SAR adquiridas pelo satélite ENVISAT nos dias 2003/02/06; 2003/06/26; 2004/12/02; 2005/05/26; 2005/10/13 ao longo do track 337 da órbita descendente e as imagens adquiridas nos dias 2003/03/06 e 2003/07/24 ao longo do track 244 da órbita ascendente. A seleção foi realizada tendo por base os critérios interferométricos, ou seja, foram escolhidos os pares interferométricos com a menor base perpendicular e base temporal. A aplicação EOLISA permitiu o cálculo dessas bases e consequentemente a procura dos pares interferométricos. A partir destas imagens SAR foram gerados cinco interferogramas com o registo do campo de deslocamento superficial ocorrido entre as referidas aquisições.

### 6.3.2. Sísmicos

Os critérios usados para a seleção dos dados sísmicos foram a cobertura azimutal das estações e a distância epicentral entre  $30^\circ$  e  $90^\circ$  de forma a evitar os problemas de interpretação das múltiplas reflexões no manto superior e as difrações da fronteira do núcleo com o manto. Foram usados 22 registos de velocidade ondas P e 6 SH, amostrados a 10 Hz e filtrados na banda de frequências entre 0.01 e 2 Hz. Para a inversão foram usadas janelas com os primeiros 25 s destas formas de onda. Para a modelação dos sismogramas sintéticos foi considerado o modelo de velocidade IASP91.

## 6.4. Processamento e Resultados InSAR

O processamento InSAR foi realizado segundo a metodologia descrita no capítulo 3. Nesta fase foram processados os cinco pares de imagens SAR, quatro descendentes e um ascendente. Em todos os interferogramas gerados no processamento InSAR foi constatada fraca coerência entre as imagens. Em consequência disso os interferogramas resultantes tornam difícil a contagem das franjas interferométricas provocadas pelo evento sísmico (Figura 6.5), devido à fraca

coerência, também não foi possível desenrolar a fase interferométrica, o que implicou uma deficiente observação, relativa aos deslocamentos na direção do satélite.

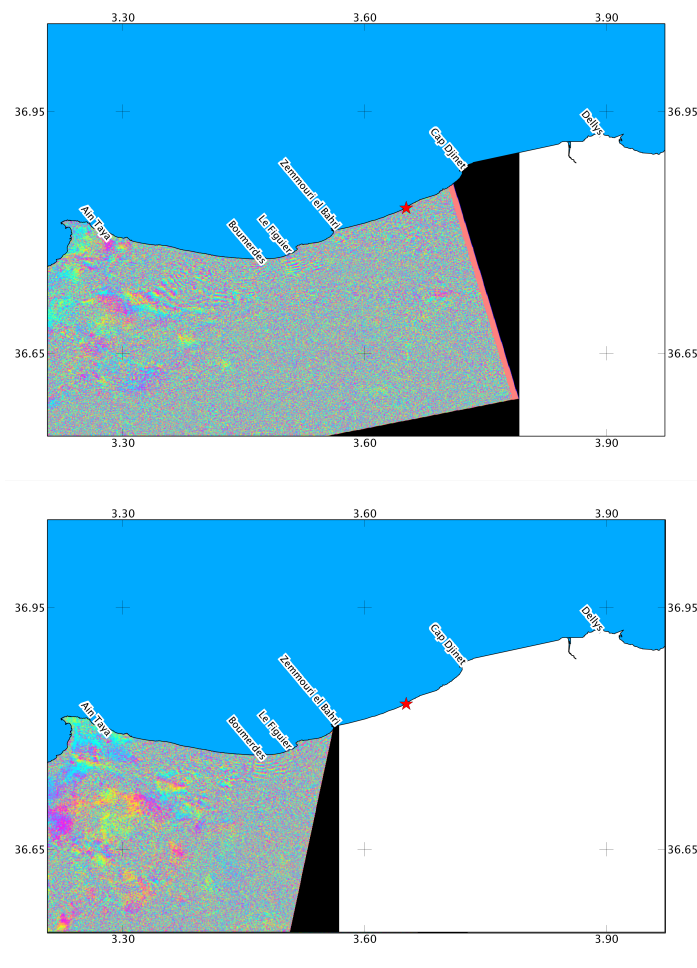


Figura 6.5. Interferogramas de fase enrolada, a) track 244, órbita ascendente, relativo às imagens adquiridas 2003/03/06 e a 2003/07/24; b) track 337, órbita descendente, relativo às imagens adquiridas 2003/02/06, 2003/06/26

Os interferogramas da figura 6.5 a e b apresentam a melhor coerência (0.35) comparativamente aos restantes, no entanto, esses valores são relativamente baixos para a técnica de InSAR (os valores ideais para a coerência são superiores a 0.5) e é difícil obter bons resultados interferométricos com coerências tão baixas ( $<0.35$ ). Relativamente aos interferogramas obtidos pelas imagens adquiridas na órbita descendente, constata-se que não abrangem toda a região coberta pelo interferograma obtido com as imagens da órbita ascendente. A zona este do epicentro não é abrangida (Figura 6.5).

Na figura 6.5a são visíveis várias franjas interferométricas ao longo da costa, atravessando as cidades de Zemmouri e Boumerdès, terminando próximo da Ain

Taya. Nas restantes figuras as franjas interferométricas são bem visíveis nas proximidades da cidade de Boumerdès. Entre as cidades de Ain Taya e Boumerdès conseguem-se contar (Figura 6.5a – interferograma ascendente), embora com dificuldade devido à incoerência e à proximidade entre franjas, cerca de 19 franjas. Esta alta densidade de franjas significa que esta zona sofreu um grande deslocamento. As 19 franjas equivalem a um deslocamento relativo, na direção do satélite, de 53.2 cm ( $19 * \lambda/2$  com  $\lambda=5.6$  cm para o sensor SAR do satélite ENVISAT).

Junto à costa, a partir de Boumerdès para este, é possível observar-se um conjunto de 6 franjas (16.8cm) concentradas numa curta distância aproximadamente paralela à linha de costa, cujo padrão de forte deslocamento se mantém até Zemmouri. A partir da cidade de Zemmouri a incoerência aumenta e por isso as franjas tornam-se pouco perceptíveis.

No interferograma descendente (Figura 6.5b), também é possível observar várias franjas, pelo menos 12, entre as cidades de Ain Taya e Zemmouri, na direção norte - sul, o que implica um deslocamento na direção do satélite de aproximadamente 33.6cm. Nos restantes interferogramas gerados através de imagens adquiridas na órbita descendente, apenas são visíveis 5 franjas (14 cm) junto à costa em Boumerdès.

Para o estudo deste evento sísmico decidiu-se usar o interferograma da órbita ascendente, por apresentar melhor qualidade, ou seja maior coerência, e conseguir-se observar um maior número de franjas. São resultados que permitiram constranger, numa primeira fase, a dimensão do plano da falha e contribuíram para o ajuste dos restantes parâmetros do plano da falha.

## 6.5. Inversão da forma de onda

Os modelos de rotura ensaiados foram distribuições de deslizamentos (slip) obtidos por inversão da forma de onda segundo o algoritmo de Kikuchi e Kanamori (2003). Foram fixadas as geometrias dos dois planos da solução focal através dos parâmetros fornecidos pela equipa de sismologia do CGE (obtidos através de 199 polaridades): a primeira para o plano inclinado para sul (*strike*=64°; *dip*=50°; *rake*=83°); e a segunda para o plano inclinado para norte (*strike*=256°; *dip*=40°; *rake*=99°). Em ambos os casos foi considerado um plano com 60 km de comprimento por 20 km de largura, consistente com a zona de deformação estimada por InSAR e

perfil de deslocamentos verticais medidos ao longo da costa (Figura 6.3). O plano foi discretizado em 120 sub-falhas retangulares, 12 na direção do *strike* e 10 na direção do *dip*, correspondendo a cada sub-falha uma dimensão de 5 km por 2 km.

A velocidade de rotura foi fornecida por Caldeira et al. (2010) através do estudo de diretividade, 2.9 km/s e os sismogramas sintéticos (Anexo C) foram calculados considerando um modelo de rotura definido por uma sequência de movimentos das subfalhas que preenchem o plano de falha, mediante uma configuração de 4 janelas múltiplas, considerando funções temporais da fonte triangulares, com “rise time” (metade da base dos triângulos) de 0.5 s e sobreposição parcial de 50%.

Ambos os modelos obtidos (Figura 6.6 e 6.7) mostram roturas bilaterais, porém predominando a propagação para SW, com os deslizamentos concentrados em duas regiões (asperezas): uma na zona envolvente do hipocentro e uma segunda mais superficial a SW deste. A solução 1 (Figura 6.6) apresenta a aspereza que envolve o hipocentro onde se observa um deslizamento máximo de 3.83 m, superior aos deslizamentos ocorridos na aspereza a oeste do hipocentro. Relativamente à direção dos deslizamentos observa-se que é praticamente vertical na região hipocentral, onde predomina a componente inversa. Ao longo da sua propagação em direção à superfície, a direção dos deslizamentos torna-se mais horizontal, com o aumento da componente lateral direita. Assim, a aspereza situada a oeste do hipocentro apresenta um mecanismo combinado entre inverso e lateral direita.

A aspereza próxima do hipocentro abrange uma área com cerca de 12 km ao longo da direção da inclinação do plano, que se estende por aproximadamente 23 km ao longo da direção do comprimento da falha. Quanto à aspereza a oeste do hipocentro abrange praticamente toda a largura da falha (~19 km) ao longo de um comprimento com cerca de 20 km. Como foi referido anteriormente o deslizamento máximo ocorreu próximo do hipocentro, no entanto a oeste deste, também rompeu uma área onde se verificam fortes deslizamentos, superiores a 2.7 m.

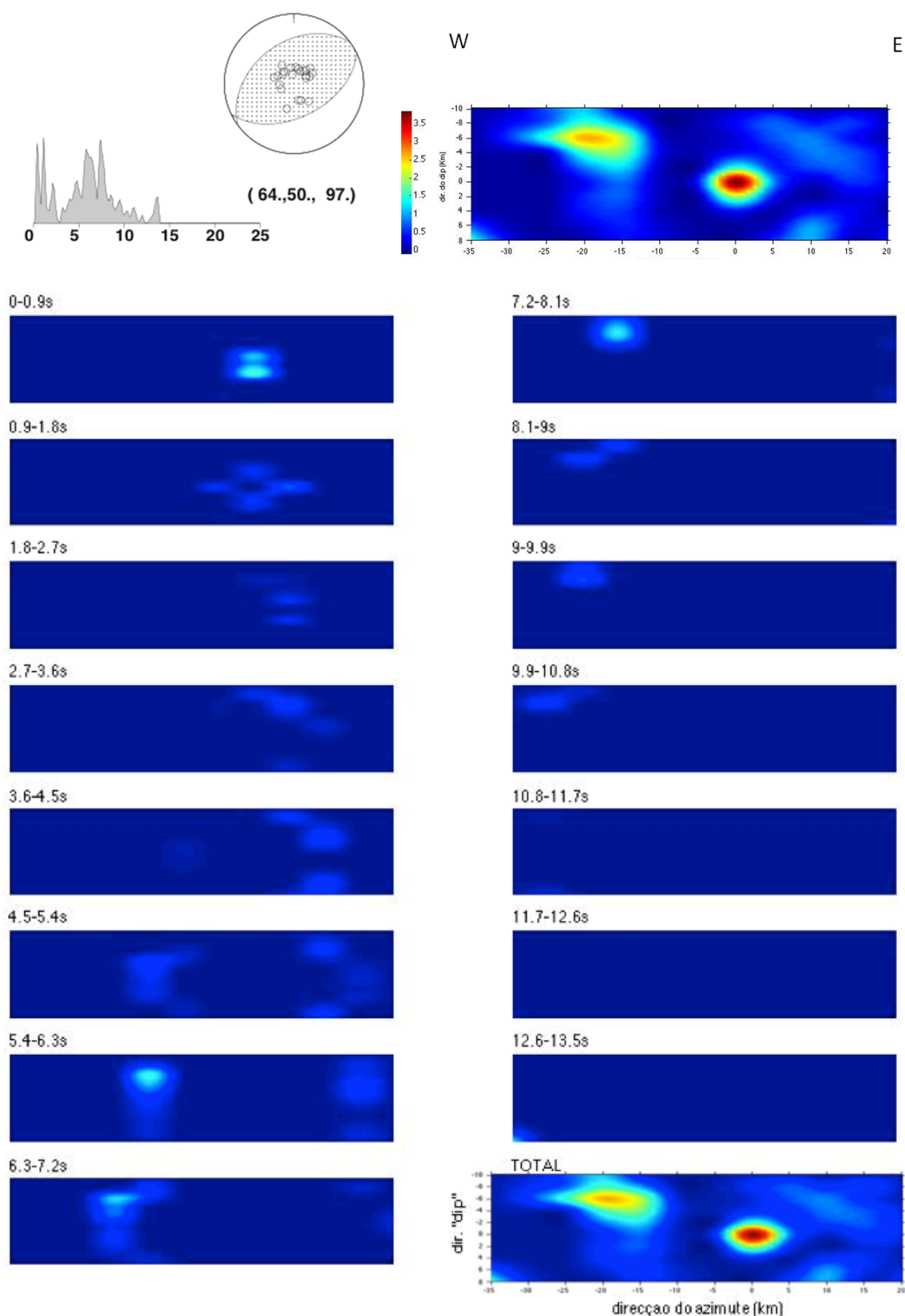


Figura 6.6. No topo do lado esquerdo está a função temporal da fonte; no centro o mecanismo e na direita está o modelo de distribuição dos deslizamentos máximos (modelo de rotura da solução 1) em que a escala de cores está em metros. Em baixo está representada a evolução temporal da rotura.

O momento sísmico escalar total obtido foi de  $1.40 \times 10^{19}$  N.m a que corresponde uma magnitude de momento  $M_w=6.7$ ; o *rake* médio foi de  $97^\circ$ . A taxa de libertação de momento ao longo do tempo (função temporal da fonte) mostra que a rotura teve uma duração de cerca de 14 segundos, onde os máximos coincidentes com as duas asperezas identificadas. Isto é, ocorrem sensivelmente nos instantes 2 segundos e 7 segundos. A variância que mede a qualidade do ajuste entre o conjunto dos sismogramas sintéticos e os correspondentes observados foi de 0.40. No entanto constatou-se que de forma geral, o ajuste entre os sismogramas sintéticos e observados para as ondas P, é melhor que o ajuste dos sismogramas das ondas SH. Devido a esse facto foram removidas da inversão as ondas SH das estações que revelavam piores ajustes.

A solução 2 (Figura 6.7), para o plano da falha inclinado para norte, apresenta uma aspereza que envolve o hipocentro onde se observa um deslizamento máximo de 4.02 m, superior aos deslizamentos ocorridos nas asperezas a este do hipocentro. De forma geral os deslizamentos desta solução apresentam um mecanismo inverso com uma pequena componente lateral.

A aspereza mais importante encontra-se imediatamente por baixo do hipocentro, abrange uma região aproximadamente circular com cerca de 10 km de diâmetro, e estende-se, com menor intensidade, pelas zonas mais profundas da falha ao longo de aproximadamente 25 km. A oeste do hipocentro apresenta-se uma pequena asperidade superficial de forma elíptica, alongada na direção do comprimento da falha, com cerca de 12 km de eixo maior por 6 km de eixo menor. Ao longo do traço da falha a este do hipocentro encontra-se uma estreita asperidade com cerca de 6 km de largura que se estende ao longo de aproximadamente 32.5 km. O momento sísmico escalar obtido foi de  $1.47 \times 10^{19}$  N.m ( $M_w=6.7$ ) e o *rake* médio é de  $91^\circ$ . A função temporal da fonte apresenta uma rotura com a duração total de aproximadamente 16 segundos. A variância entre os sismogramas observados e sintéticos associados a esta solução foi de 0.39.

Os sismogramas sintéticos das ondas P ajustaram-se bem aos sismogramas observados (Anexo C). No entanto, alguns sismogramas sintéticos das ondas SH apresentaram um fraco ajuste aos sismogramas observados e devido a este facto, os sismogramas dessas estações foram removidos da inversão.

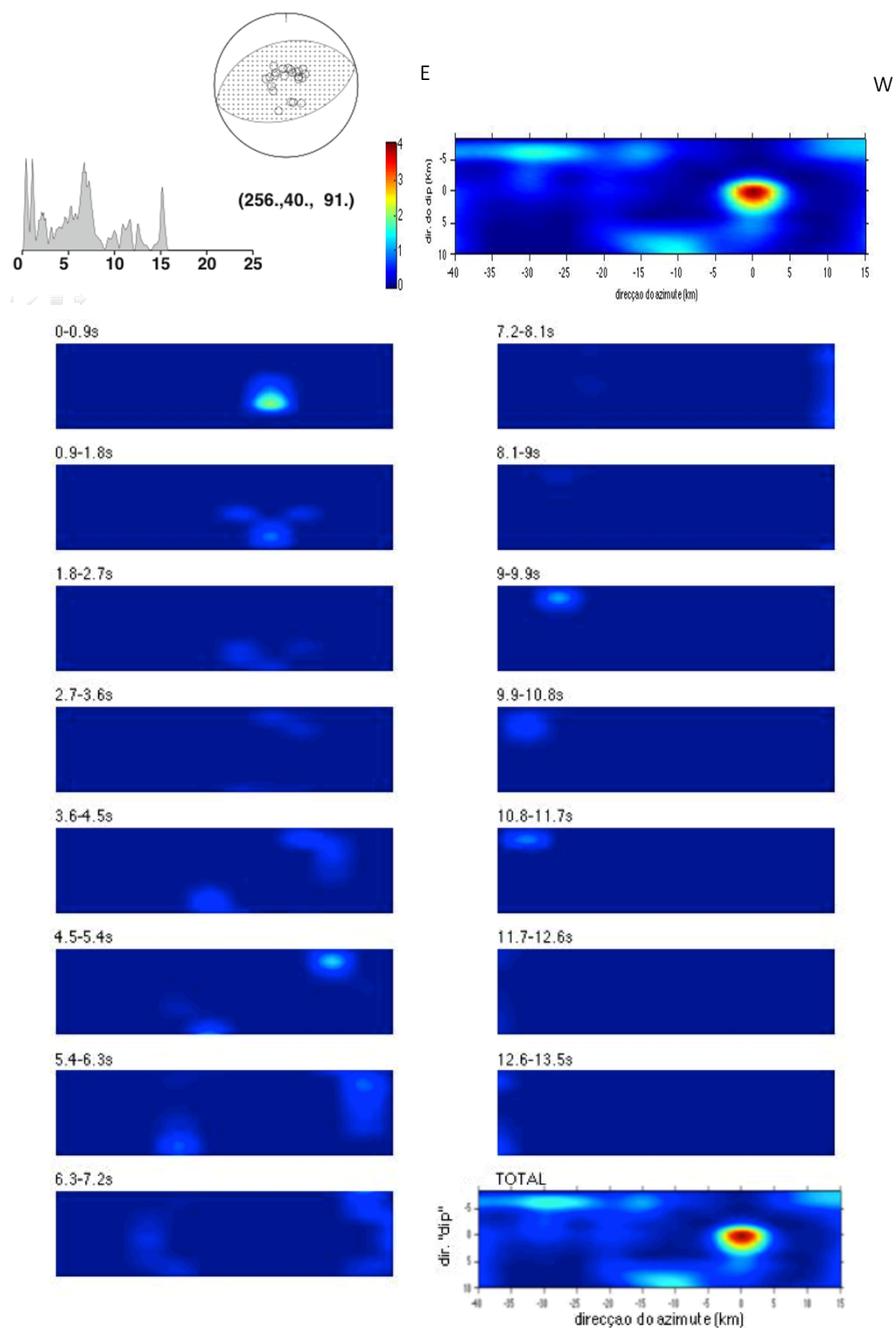


Figura 6.7. No topo do lado esquerdo está a função temporal da fonte; no centro o mecanismo e na direita está o modelo de distribuição dos deslizamentos máximos (modelo de rotura da solução 2) em que a escala de cores está em metros. Em baixo está representada a evolução temporal da rotura.

## 6.6. Modelação da deformação cossísmica

O cálculo do campo de deslocamento superficial foi realizado através das equações analíticas de Okada (1992), considerando os modelos de fonte apresentados. As 3 componentes do deslocamento superficial ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) foram determinadas para os nós de uma grelha quadrangular de 50 m de lado, que cobre uma área de 90 km por 90 km na região do epicentro. Estes deslocamentos tridimensionais foram depois projetados na direção do satélite na órbita ascendente, segundo os vetores unitários  $u_x=-0.3719$ ;  $u_y=-0.0902$ ;  $u_z=0.9239$  e representados sob as formas de deslocamento absoluto e de interferograma sintético, que permitem ser comparadas com os deslocamentos medidos pela técnica InSAR.

Para o modelo de rotura da solução 1, observa-se que os deslocamentos verticais ocorreram em forma de sobre-elevação, segundo a direção SW-NE ao longo de ~50 km, tendo atingido o seu máximo a oeste do epicentro (~81 cm), numa área de deformação alongada segundo a direção SW-NE com uma extensão de 20 km e uma largura de cerca de 12 km. Junto ao epicentro verifica-se uma área circular onde os deslocamentos verticais são superiores a 40 cm, essa região possui um diâmetro médio de cerca de 14 km estendendo para NE numa forma alongada, com uma extensão de 11 km e com uma largura de 7 km. Estes deslocamentos estão localizados paralelamente ao azimute da rotura ( $64^\circ$ ), segundo a direção SW-NE.

No caso do modelo de rotura da solução 2, que tem a pendente do plano da falha para norte, observa-se que os deslocamentos verticais ocorreram em forma de sobre-elevação, segundo a direção SW-NE ao longo de ~50 km. Tendo atingindo o seu máximo a este do epicentro (~30 cm), numa vasta área de deformação com uma extensão de ~35 km, na direção SW-NE e uma largura aproximadamente de 17 km. A este do epicentro verifica-se outra região deformada com uma dimensão de 16 km por 8 km, onde os deslocamentos verticais atingiram os 31 cm. Estes deslocamentos encontram-se localizados paralelamente ao azimute da rotura ( $256^\circ$ ), segundo a direção SW-NE.

Nesta fase da análise dos resultados, os modelos de fonte e correspondente campo de deformação calculado estão coordenados em relação ao epicentro, localizado na origem (0,0). Denota-se a necessidade de atribuir aos modelos coordenadas geográficas, para assim, ser possível a análise e comparação com outros



dados tais como: franjas interferométricas, nivelamento e sobre-elevação. Nesta tentativa de localizar geograficamente estes modelos, não foi aplicada na íntegra a metodologia descrita no capítulo 3, devido ao facto de não ser possível desenrolar a fase interferométrica, o que implicou encontrar um método alternativo que permitisse a localização dos modelos. Como alternativa foi decidido usar as medições de sobre-elevação da linha de costa (Meghraoui et al., 2004), para encontrar a região de deslocamentos verticais, nos modelos que se aproximam a essas medições de sobre-elevação. Com esta intenção, foram desenhados 10 perfis paralelos à linha de costa (Figura 6.8) com uma distância média entre linhas de 500 metros.

Os perfis paralelos à linha de costa, permitem obter os respetivos valores do deslocamento vertical ao longo dessas linhas de costa, que por sua vez, possibilitam realizar uma comparação com as medições de campo (Figura 6.9 -linha preta). Para estabelecer a base dessa comparação foram calculados os desvios padrão das diferenças entre as medições da sobre-elevação e os deslocamentos verticais do modelo (perfis).

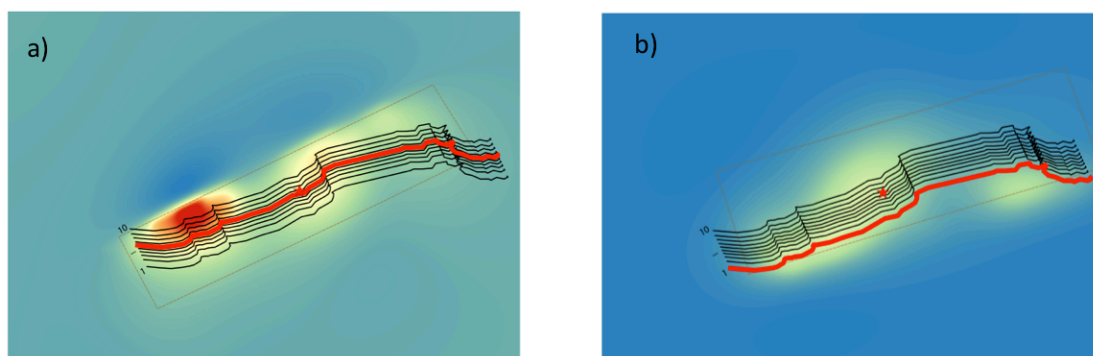
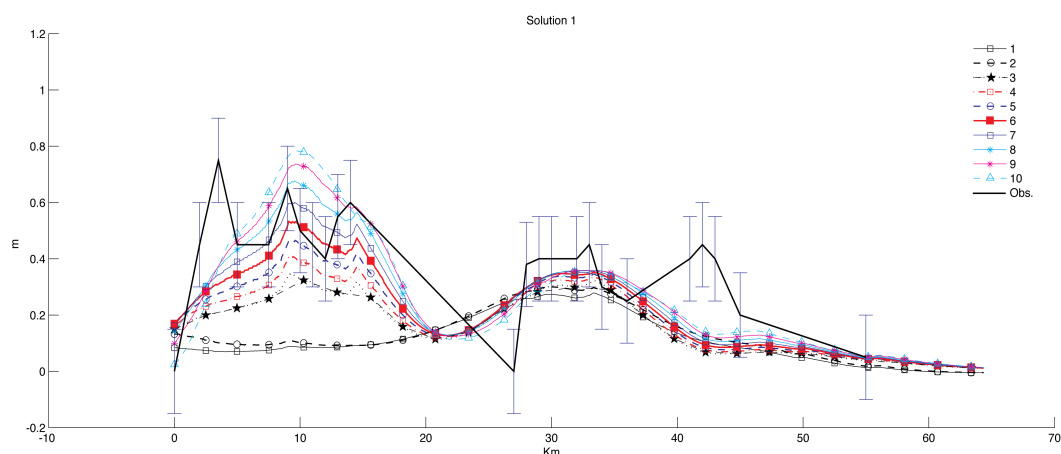


Figura 6.8. Localização planimétrica dos perfis paralelos à linha de costa sobrepostos ao modelo de deslocamentos verticais a) solução 1; b) solução 2. O retângulo de cor castanha representa a falha sísmica e a estrela vermelha representa a localização do epicentro. A linha vermelha representa a localização do perfil que melhor se ajusta às observações da sobre-elevação da costa. A numeração dos perfis está representada pelo primeiro (1) e o último (10).

Desta forma foi possível localizar o perfil do modelo que se ajusta melhor à sobre-elevação medida em campo e assim posicionar geograficamente o modelo em relação à linha de costa através de uma translação.

a)



b)

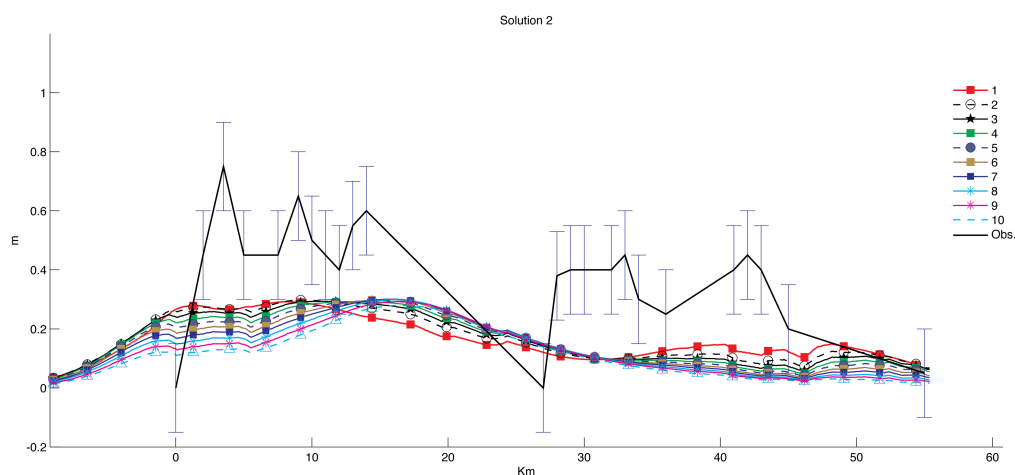


Figura 6.9. Gráfico com os perfis verticais e respectivas medições de sobre-elevação da costa; a) Solução 1 – strike 64° e b) solução 2 – strike 256°.

Nos gráficos da figura 6.9, pode-se observar os deslocamentos verticais ao longo dos 10 perfis, relativos às duas soluções, como também, as medições de sobre-elevação (linha preta com as barras relativas à incerteza das observações máxima de 15 cm). Com base nesta informação foram calculados os desvios padrão das diferenças entre os deslocamentos verticais (modelos) e as medições de sobre-elevação da costa.

Para o modelo da solução 1, o valor mínimo do desvio padrão obtido foi de 10 cm para o perfil nº 6 e após aplicação da devida translação de modo a sobrepôr a linha do

perfil com a linha da costa, o epicentro fica localizado nas coordenadas 3.660°E e 36.846°N (WGS84).

Os perfis do modelo da solução 2 sofreram uma translação segundo o eixo dos xx, como pode ser verificado no gráfico da figura 6.9b, porque foi verificado que os deslocamentos dos perfis não coincidiam, em distância, com os deslocamentos verticais medidos em campo. Por isso, foi realizada uma translação de 900 m para que o ajustamento fosse otimizado. Desta forma, foi obtido o desvio padrão mínimo de 15 cm para o perfil nº1. Após se aplicar a translação ao modelo, o epicentro passou a estar localizado nas seguintes coordenadas: 3.564°E e 36.855°N (WGS84).

A figura 6.10 representa os campos de deslocamento verticais calculados e georreferenciados a partir da escolha do perfil que melhor se ajusta à deformação vertical medida ao longo da costa. Nesta figura está ainda representada a projeção do plano da falha na superfície terrestre e a localização do epicentro do modelo (Figura 6.10).

Para o modelo da solução 1 (Figura 6.10a), observa-se que o deslocamento vertical máximo (81 cm) ocorreu no mar (pode ser observado na Figura 6.9) e que existem deslocamentos verticais significativos nas cidades de Boumerdès, Zemmouri, Cap Djinet e Dellys. Analisando o gráfico da figura 6.9a, verifica-se que o perfil nº6 é o que se ajusta melhor às medições de campo, embora se verifiquem duas discrepâncias relevantes, uma a oeste de Boumerdès (início do perfil 2.5 km) e outra próxima da cidade de Dellys (~42 km).

A projeção do plano da falha na superfície revela que maior parte da zona de rotura se situa no mar. O traço da falha, na região do epicentro, está a cerca de 9 km da costa; apenas uma estreita faixa na base da falha, está localizada em terra. De acordo com este modelo o epicentro, embora próximo da linha de costa, está localizado no mar.

O posicionamento baseado nos ajustes da solução 2 (Figura 6.10b), revela que o deslocamento máximo ocorreu no mar (pode ser observado na Figura 6.8) e os maiores deslocamentos verticais ocorreram ao longo da costa, entre as cidades de Boumerdès e Dellys. O gráfico da figura 6.8b, relativo ao perfil nº1 da solução 2, revela que os deslocamentos verticais do modelo são, para toda a extensão da costa, menores do que as medições de sobre-elevação medida. No entanto, apesar desse

desvio sistemático, observa-se que os deslocamentos modelados reproduzem corretamente a silhueta da deformação medida.

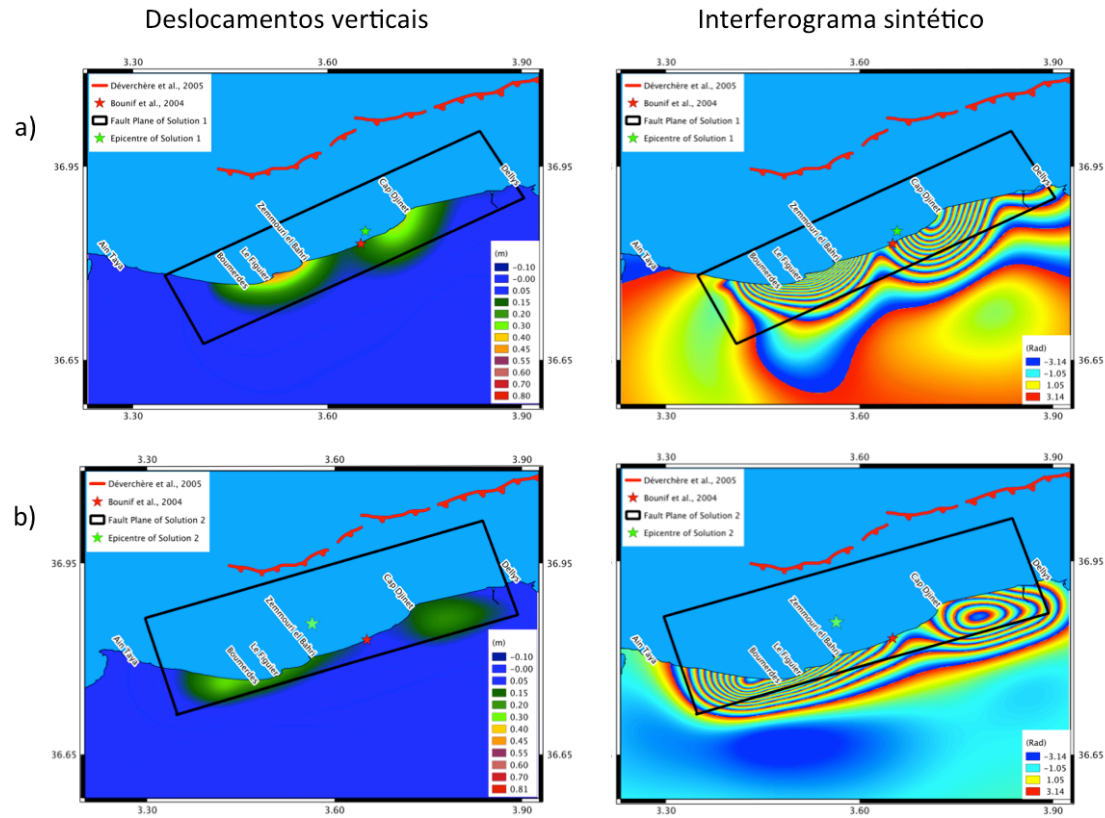


Figura 6.10. Modelo da componente vertical do campo de deslocamento e interferograma sintético calculados para a) solução 1; b) e solução 2. A estrela vermelha representa a relocalização do epicentro (Bounif et al., 2004); a estrela verde representa o epicentro do modelo. A linha vermelha representa a localização da falha defendida por Déverchère et al. (2005).

A projeção superficial do plano de falha revela que o traço de falha se localiza sobre a linha de costa, sendo que a parte mais profunda (a base do plano) está localizada no mar a aproximadamente 15 km (na região do epicentro).

No interferograma sintético da Figura 6.10b observa-se que as franjas seguem, de uma forma geral, um padrão paralelo à costa, segundo uma disposição semelhante à observada no interferograma obtido pela técnica InSAR. E tal como naquele interferograma também no sintético se constata que a grande concentração de franjas se situa entre as cidades Boumerdès e Zemmouri, próximo da região do epicentro. Entre as cidades de Cap Djinet e Dellys observam-se franjas em menor número, devido aos deslocamentos nesta região, na direção do satélite, serem inferiores relativamente à região a oeste do epicentro.

O interferograma sintético relativo ao modelo de deslocamento da solução 1, revela uma boa concordância em número de franjas, próximo da cidade de Boumerdès. No entanto, próximo da cidade de Ain Taya a configuração das franjas diverge das franjas observadas no interferograma (Figura 6.11).

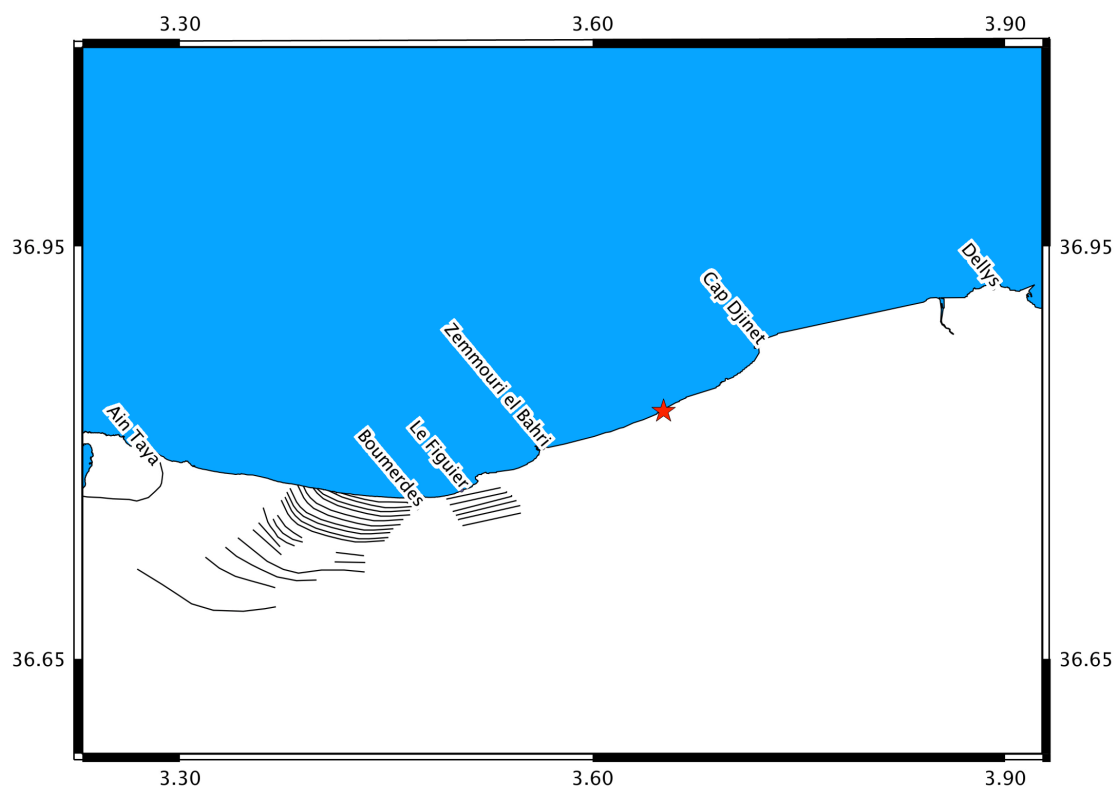


Figura 6.11. Franjas interferométricas digitalizadas do interferograma do track 244. A localização do epicentro (Bounif et al., 2004) está representada pela estrela vermelha.

Nessa região (Ain Taya) do interferograma, as franjas revelam algum deslocamento na direção do satélite. Contudo no modelo do interferograma sintético essa zona não apresenta nenhuma franja o que corresponde à inexistência de deslocamento.

Para o interferograma sintético relativo à solução 2, observa-se que as franjas sintéticas estão alinhadas com as franjas digitalizadas junto à cidade de Boumerdès, indicando um bom ajustamento nesta região. Entre a Cidade de Boumerdès e Ain Taya existem algumas diferenças na configuração das franjas e no número destas. Neste modelo apenas contamos com 9 franjas, em contrapartida na mesma região no interferograma, verificou-se a existência de 19 franjas.

Os epicentros de ambos os modelos estão localizados no mar e relativamente à realocação de Bounif et al. (2004), também ambos estão mais a norte.

Relativamente à solução de Bounif et al. (2004) o epicentro da solução 1 está localizado a 0.6 km para este e a 1.5 km para norte e o epicentro da solução 2, a 8 km para oeste e a 3 km para norte.

## 6.7. Discussão

Ambos os modelos de rotura apresentam bons resultados, porém a variância do ajuste entre os sismogramas observados e os sintéticos, do modelo da primeira solução, é ligeiramente melhor do que do modelo da segunda solução. No caso do modelo de rotura da primeira solução são bem visíveis duas asperezas, no caso do modelo da segunda solução isso não acontece, a rotura espalha-se por diversas regiões do plano da falha de uma forma não uniforme. O modelo da primeira solução é semelhante a diversos modelos de outros autores (Meghraoui et al., 2004; Belabbès et al., 2008), no que concerne às duas asperezas bem demarcadas na rotura; quanto à solução com o plano da falha inclinado para norte, não há conhecimento de qualquer outro estudo com essa hipótese, por isso, não há forma de se realizar uma comparação.

Relativamente à localização do hipocentro em cada modelo estudado, aparenta estar bem ajustado ao plano da falha, tendo em consideração a informação disponível. A profundidade (8 km) enquadra-se no intervalo de valores considerados como aceitáveis. Dá corpo a estes valores o argumento de não se ter encontrado quaisquer vestígio de rotura superficial e também ser a ordem de grandeza das profundidades dos hipocentros das réplicas deste sismo. A posição do hipocentro no plano da falha representa bem a realidade deste sismo.

Ambas as soluções apresentadas neste trabalho revelam roturas bilaterais, como o estudo de diretividade realizado por Caldeira et al. (2010), através do método DIRDOP.

A dimensão da falha foi ajustada em conformidade com os deslocamentos observados em terra (InSAR e sobre-elevação da costa), por isso, aceita-se que está bem dimensionada para esses dados geodésicos. Quanto aos modelos de distribuição de deslizamentos obtidos por inversão das formas de onda, conforme se pode constatar nos resultados, são compatíveis com os dados geodésicos; explicam convenientemente os registos sísmicos na maioria das estações e são compatíveis com

os resultados da diretividade da rotura, obtido por Caldeira (2004) mediante técnica distinta (Caldeira et al, 2010). Desta forma pode concluir-se que os modelos apresentados estão bem dimensionados face aos dados disponíveis.

A magnitude sísmica (6.7) obtida para os dois modelos é um valor compatível com o estimado pela comunidade científica - compreendido entre os 6.7 e os 6.9. Relativamente ao tempo de rotura, ambos os modelos apresentam uma duração de rotura próxima de 15 s, por exemplo Delouis et al. (2004) apresentou um modelo que rompe durante 20 s, todavia, 85% do momento sísmico é libertado nos primeiros 12 s.

O deslizamento máximo observado em ambos os modelos (solução 1: 3.8 metros e Solução 2: 4 metros) são semelhantes e em alguns casos chegam mesmo a ser iguais aos deslizamentos máximos obtidos por outros modelos. No caso do modelo apresentado por Semmane et al. (2005) foi obtido 3.5 m, nos modelos apresentados por Bellabès et al. (2009) foram obtidos 3.8 m (modelo curvo) e 4 metros (modelo plano), por último, no modelo publicado por Delouis et al. (2004) foi observado um deslizamento máximo de 3.5 m, ou seja pode concluir-se que os modelos apresentados neste trabalho têm valores de deslizamento coincidentes com os modelos publicados anteriormente. Em ambos os modelos foi observada uma rotura com mecanismos médios semelhantes entre eles e estes mecanismos são equivalentes aos mecanismos dos modelos publicados, ou seja, com uma forte componente inversa e uma pequena componente de desligamento. Desta forma, tendo como base apenas os dados sísmicos, pode concluir-se que não é evidente que uma das soluções, plano inclinado para sul (S1) ou para norte (S2), não seja possível de equacionar. Devido a esta possibilidade são importantes os dados geodésicos para assim, continuar a análise desta complexa rotura e verificar-se qual dos planos apresenta melhores resultados.

Os modelos de deslocamentos superficiais apresentam regiões de deslocamentos máximos semelhantes aos apresentados nos modelos por Bellabès et al. (2009), no entanto, o modelo apresentado por Yelles et al. (2004) apresenta áreas de deformação superiores. Este facto pode dever-se ao tipo de dados utilizados, no caso de Yelles et al. (2004) foram usados dados GNSS para determinar esse modelo e neste trabalho foram utilizados dados sísmicos. Os dados de GNSS, de SAR ou de nivelamento, refletem os deslocamentos totais causados pelo choque principal e pelas suas réplicas. Esses dados contêm a deformação produzida durante um grande

intervalo de tempo (vários meses ou mesmo anos). Em contrapartida os dados sísmicos são selecionados de forma a conterem apenas os movimentos do solo produzidos pelo choque principal.

Os modelos de deslocamentos superficiais revelam uma boa georreferenciação, pois os deslocamentos estão localizados nas imediações das cidades costeiras mais afetadas por este evento e, os valores do deslocamento vertical modelado ajustam-se bastante bem às medições de sobre-elevação da costa (Meghraoui et al., 2004). Porém o modelo da solução 1, produz valores deslocamentos superficiais próximos aos valores medidos em campo, comparativamente, o modelo da solução 2 produz deslocamentos verticais inferiores aos observados. Essa discrepância está representada no gráfico da figura 6.8.

Os epicentros de ambos os modelos estão localizados no mar, a norte da realocização apresentada por Bounif et al. (2004). A localização desses epicentros é aceitável na medida em que pode explicar o pequeno tsunami registado em diversos marégrafos no mar mediterrâneo. O epicentro da S1 está localizado relativamente próximo (~1.5 km) ao epicentro apresentado por Bounif et al. (2004). Por outro lado, o epicentro do modelo da S2 está localizado 8 km a NW dessa realocização, o que é bastante interessante, pois esse epicentro faz com que a região de maior libertação de momento sísmico (Figura 6.7) se localize junto da cidade de Zemmouri, uma das cidades mais afetadas por este sismo. No que diz respeito ao estudo aqui desenvolvido, não se consegue concluir qual será a melhor das posições do epicentro, evidentemente ambas são possíveis por estarem localizadas no mar, no entanto, a realocização de Bounif et al., 2004 apresenta uma elevada exatidão da localização do epicentro e devido a este facto, considera-se que o epicentro da S1 é mais realista, por se localizar próximo do epicentro de Bounif et al., 2004.

Relativamente aos interferogramas sintéticos provou-se que ambas as soluções se ajustam bem às franjas digitalizadas do interferograma observado, no entanto, ficou por justificar a ausência de franjas a oeste de Boumerdès. As franjas a oeste de Boumerdès podem dever-se à rotura da falha Thenia durante o evento sísmico principal, se esta hipótese corresponder ao ocorrido, é possível justificar essas franjas obtidas no interferograma relativo ao track 244.

A projeção do traço da falha na superfície da solução 1 mostra que essa parte da falha está no mar, a 9 km da linha de costa e esta distância está compreendida nos



valores aceitáveis considerados por Bellabès et al. (2009) e Ayadi et al. (2008) para este evento, no entanto ainda está a  $\sim 7$  km de distância da falha localizada por Déverchère et al. (2005) e defendida nesse trabalho como a origem deste sismo. A falha defendida por Déverchère et al. (2005) está bastante afastada da costa e não consegue modelar os deslocamentos cossísmicos observados ao longo da costa, tendo como base a inversão das formas de onda registradas em estações telessísmicas. Esta possibilidade pode ser uma indicação de se tratar de uma rotura complexa, onde romperam várias falhas, só assim seria possível justificar os deslocamentos cossísmicos observados. No trabalho de Déverchère et al. (2005) é apresentada a hipótese de que a discrepância entre a localização dos modelos publicados e a sua localização para a falha se deva à parte superficial do plano da falha ser menos inclinado (*ramp-flat*), justificando desta forma a sua localização. No entanto nesse modelo não são tidas em consideração as observações de elevação da costa (Meghraoui et al., 2004) nem os deslocamentos observados pela técnica InSAR. Por outro lado a localização das réplicas (Ayadi et al., 2008) não releva nenhuma alteração na inclinação do plano da falha em profundidade, como seria de esperar se de um sistema *ramp-flat* se tratasse. Esse modelo também é inconsistente com a inversão dos dados GPS ou o momento tensor regional (Ayadi et al., 2008). Sendo bastante difícil considerar essa localização como possível origem para este evento, por não se conseguir modelar os deslocamentos cossísmicos observados na costa da Argélia, para uma falha que esteja a tal distância da costa.

Com este estudo não só fica comprovada a complexidade desta rotura, como que os parâmetros que melhor se ajustam ao conjunto dos dados de sobre-elevação da costa, de SAR e aos sísmicos, são os que configuram a solução 1: plano de falha com um azimute de  $64^\circ$ , inclinação de  $50^\circ$  e ângulo de deslizamento médio de  $97^\circ$ , com o hipocentro a 8km de profundidade. De acordo com estes parâmetros geométricos o traço da falha não atinge a superfície, que neste caso é o fundo do mar. Estes parâmetros são compatíveis com as observações de campo, de sonar lateral e reflexão sísmica (Déverchère et al., 2005) que não revelam evidências de rotura na superfície.



## 7. Conclusão

---

Em termos gerais, considera-se que esta dissertação permitiu o desenvolvimento de uma metodologia que introduz algumas melhorias ao estudo dos processos de rotura de sismos de grande e média dimensão, como se demonstrou através dos resultados obtidos nos três casos onde foi aplicada. Esta metodologia é descrita em três fases, a primeira: consiste em obter o modelo de distribuição de deslizamentos e respetivo modelo do campo de deformação cossísmico, através dos dados sísmicos. Numa segunda fase, os deslocamentos cossísmicos são determinados através de dados geodésicos. Na última fase desta metodologia, o modelo do campo de deformação é comparado com os deslocamentos cossísmicos medidos por técnicas geodésicas, desta forma esta metodologia permite:

- a) ajustar a geometria da superfície de rotura, permitindo a sua precisa localização geográfica;
- b) constranger as zonas de maior libertação de energia;
- c) quantificar a deformação da superfície terrestre e relacioná-la com a fonte sísmica;
- d) ajustar a cinemática espaço temporal dos deslizamentos e a sua direção.

### Haiti

O trabalho realizado sobre o sismo do Haiti permitiu concluir que a metodologia desenvolvida nesta dissertação pode ser uma excelente forma para “ajuizar” diferentes parâmetros de rotura: o azimute (*strike*), a inclinação (*dip*), o ângulo médio de deslizamento (*rake*), o tempo de rotura, a função temporal e o momento de rotura. Neste caso de estudo, esses parâmetros obtidos por Nettles e Hjörleifsdóttir, (2010), Calais et al. (2010), Hashimoto et al. (2011) e Mercier de Lépinay et al. (2011), apresentam divergências e devido a este facto, esses parâmetros foram estudados nesta dissertação através da mesma metodologia, onde foi possível concluir que o melhor modelo de rotura foi obtido com os parâmetros: *strike* = 262°; *dip* = 42°; *rake* = 42° publicados por Hashimoto et al., 2011. Esta conclusão foi obtida, tendo em conta esta metodologia usar os mesmos métodos, algoritmos e dados. Até agora, todos os parâmetros geométricos publicados foram obtidos por

diferentes métodos e diferentes dados, dessa forma é difícil retirar conclusões sobre quais os melhores parâmetros para justificar a rotura sísmica.

Mercier de Lépinay et al. (2011) rejeitam o valor do *dip* defendido por Hashimoto et al. (2011), por esse valor provocar inconsistências nos sismogramas sintéticos, também nesta dissertação foram verificados alguns desajustamentos (Discussão do capítulo 4), no entanto, foi verificado que o modelo de rotura de Hashimoto et al. (2011) é o melhor a explicar os deslocamentos superficiais medidos através da técnica de InSAR, visto que o modelo de rotura de Mercier de Lépinay et al. (2011), não explica completamente os deslocamentos superficiais observados a sul da falha de Enriquillo (Figura 4.11). A metodologia utilizada permitiu concluir que independentemente do melhor ou pior ajustamento entre os sismogramas sintéticos e observados, a verdade é que os deslocamentos cossísmicos têm de ser bem modelados. Quando os dados telessísmicos apresentam um ajustamento menos bom, pode implicar outros fatores, neste caso, estava em causa uma diferença de  $\sim 20^\circ$  na inclinação do plano de falha, o que pode indicar que a inclinação do plano de falha varie ao longo da falha, originando um ajustamento pior ou melhor, dependendo das situações.

A metodologia aplicada a este sismo também permitiu estudar a localização do epicentro, tendo sido concluído que as localizações dos epicentros obtidos com os parâmetros de Hashimoto et al. (2011) e de Mercier de Lépinay et al. (2011), não são possíveis devido ao facto desses epicentros implicarem a interseção entre a falha de Léogâne com a falha de Enriquillo, considerando que estas duas falhas são dois planos independentes e que a rotura de 2010 ocorreu sobre um único plano de falha. Os outros dois epicentros obtidos através dos parâmetros Nettles e Hjörleifsdóttir, (2010) e Calais et al. (2010) estão localizados próximos da cidade de Carrefour, onde este sismo foi sentido com intensidade de grau VIII, sendo esta intensidade máxima para este evento, por isto estas duas localizações são bem possíveis e não implica a interseção entre falhas.

No estudo deste evento não há nenhum reparo a fazer à metodologia aplicada. Esta permitiu a realização do estudo entre modelos de forma arbitral sem nenhuma tendência.

## Moçambique

No caso do sismo de 2006 de Moçambique a metodologia foi aplicada com o intuito de obter um novo modelo, que conseguisse explicar os deslocamentos cossísmicos observados pela técnica InSAR. Neste trabalho pode ser concluído que a metodologia usada é adequada para o estudo deste evento sísmico uma vez que, como foi mostrado no capítulo 5, produz um modelo de rotura que explica com muita correção tanto o campo de deformação (em campo próximo) medido pela técnica InSAR, como os movimentos sísmicos registados em campo longínquo por sismómetros de banda larga. No entanto, neste estudo constatou-se uma limitação desta metodologia, quando não é possível desenrolar a fase interferométrica é necessário usar outros métodos, ou dados, para obter os deslocamentos cossísmicos absolutos, como por exemplo contar o número de franjas e converter esse número em deslocamento, através do comprimento de onda do sensor radar ou coadjuvar os registos SAR com outros dados geodésicos, por exemplo medidas GPS, que permitem quantificar esses deslocamentos.

O modelo de rotura obtido mostra claramente o mecanismo normal desta fonte e explica bastante bem a deformação nas zonas onde foi possível medi-la. Desta forma, foi concluído que o plano foi bem dimensionado com um comprimento de 42 km por 30 km de largura, em contraposição estão os restantes estudos (Feitio et al., 2009; Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) que obtiveram modelos onde os planos têm um comprimento entre 50-60 km.

O modelo apresentado neste trabalho apresenta uma aspereza de contornos arredondados em redor do hipocentro, onde ocorreu o deslizamento máximo de 4.1m, bastante mais simples que os modelos apresentados em outros estudos (Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) onde a rotura precisou de dois planos, com uma asperidade em cada plano para explicar os dados. No entanto, no que concerne ao mecanismo da rotura (normal), ao momento sísmico ( $3.9 \times 10^{19} \text{Nm}$ ) e à magnitude sísmica ( $M_w=7.0$ ), o modelo apresentado nesta dissertação apresenta valores semelhantes a outros modelos (Feitio et al., 2009; Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012). No estudo deste evento, foi também verificado que apesar desta metodologia ser parametrizada por forma a produzir modelos simples, os resultados obtidos seguem a configuração dos deslocamentos cossísmicos medidos, como nos

estudos onde foram considerados dois planos de falha (Feitio et al., 2009; Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012).

Quanto à localização do epicentro foi concluído que a solução apresentada pelo NEIC é possível e quando esse epicentro é utilizado para localizar as franjas sintéticas, é verificado um bom ajustamento com o interferograma.

Neste estudo, também foi observado que entre as regiões de Chibuto e de Macone, as franjas sintéticas revelaram uma grande complexidade, sendo a prova que este modelo corresponde bem à deformação verificada na superfície, como foi relatado em Fenton e Bommer (2006), ou seja, parte da rotura superficial ocorreu entre essas duas localidades que por sua vez estão próximas do epicentro.

No modelo de deslocamentos verticais foi verificado que junto à falha os deslocamentos são inferiores a um metro e variam suavemente ao longo da falha, enquanto que a média dos deslocamentos medidos no terreno é da ordem de um metro com um desvio padrão de meio metro, isto quer dizer que ocorreram grandes variações, mesmo em medições consecutivas junto à rotura superficial. Assim, em média, o modelo representou bem as medições realizadas no terreno, ao longo da rotura superficial.

O estudo deste sismo permite concluir que o modelo de rotura com os parâmetros: *strike* = 165°; *dip* = 76°; *rake* = -90°;  $H_0$  = 11 km; permite gerar os deslocamentos cossísmicos observados ao longo da rotura e medidos pela técnica InSAR.

## Argélia

No sismo que ocorreu na Argélia no ano de 2003 verificou-se que a solução com o plano inclinado para sul (*strike* = 64°; *dip* = 50; *rake* = 97°;  $H_0$  = 8.0 km) apresenta inequivocamente melhores resultados do que solução com o plano inclinado para norte. Esta conclusão responde à dúvida ainda mal esclarecida sobre a identificação da falha que rompeu neste evento. No modelo de rotura dessa solução foi concluído que as duas asperezas correspondem bem aos deslocamentos cossísmicos modelados e medidos no terreno. Pode ser afirmado que a dimensão da falha foi bem ajustada, através das medições geodésicas da deformação cossísmica e, a distribuição de deslizamentos obtida por inversão da forma de onda, está bem constrangida nesse plano de falha, por isto, é concluído que a dimensão foi bem ajustada a este evento.

Para este sismo foi obtida uma magnitude sísmica de 6.7, estando dentro dos valores aceitáveis para este evento (6.7 – 6.9) e a rotura modelada apresentou uma duração de 15 segundos, sendo considerado um valor ajustado para a dimensão deste evento (Delouis et al., 2004). O deslizamento máximo obtido foi de 3.8 m, bastante semelhante a diversos estudos (Semmane et al., 2005; Bellabès et al., 2009; Delouis et al., 2004).

Quanto aos deslocamentos cossísmicos foi observado um excelente ajustamento aos dados geodésicos ao longo da costa, a única exceção foi a oeste de Boumerdès, junto à falha Thenia, onde o modelo (interferograma sintético) não revelou a mesma quantidade de franjas como no interferograma, o que pode ser um indício da rotura dessa falha no decorrer deste evento sísmico.

Com este estudo foi também possível inferir que a localização do epicentro do modelo produzida por aplicação desta metodologia está próxima da relocalização do epicentro apresentado por Bounif et al. (2004). É uma localização que produz uma deformação máxima no fundo do mar e consequentemente capaz de justificar o tsunami que acompanhou este evento.

Este estudo, também permitiu verificar que o topo do plano de falha está localizado a 9 km da linha de costa sendo uma localização perfeitamente possível segundo Bellabès et al. (2009), no entanto, não consegue explicar a localização da falha defendida por Déverchère et al. (2005). Se este modelo fosse colocado à distância da linha de costa, defendida por Déverchère et al. (2005), não seria possível obter os deslocamentos cossísmicos observados ao longo da costa da Argélia, por isto é bastante difícil considerar essa localização como possível origem para este evento.

Com este estudo fica comprovado que os parâmetros que melhor se ajustam aos dados de sobre-elevação da costa, SAR e telessísmicos são, *strike* = 64°, *dip* = 50° e um rake médio de 97°, com um hipocentro localizado a 8 km e com um mecanismo inverso com uma ligeira componente bilateral, onde não é verificada rotura superficial, de igual forma Déverchère et al. (2005) através de dados sonar lateral e de reflexão sísmica, não observou qualquer rotura no fundo do mar.

## Considerações finais

Como considerações finais é pretendido deixar algumas notas sobre o trabalho realizado ao longo destes anos e algumas considerações sobre futuros trabalhos a desenvolver na área da modelação de deslocamentos cossísmicos.

Este trabalho permitiu desenvolver uma metodologia baseada no processamento SAR e InSAR com o intuito de obter deslocamentos cossísmicos, em zonas remotas mal instrumentadas tanto em termos de monitorização sísmica como geodésica. Nestas situações foi verificada a importância dos dados SAR e telessísmicos, na modelação de sismos de elevada magnitude. Quanto ao método de obter o modelo de fonte necessário para o cálculo dos deslocamentos cossísmicos, foi utilizado um método baseado na inversão das formas de onda registadas em estações telessísmicas. As equações analíticas de Okada, apesar de ser um método de modelação dos deslocamentos superficiais relativamente simples, ficou provado ser eficaz e aplicável a roturas complexas.

Num futuro próximo será pertinente introduzir nesta metodologia a possibilidade de inversão de dados de movimentos fortes em campo próximo, que permitirão uma análise de mais pormenor dos processos de rotura e consequentemente aproximar o campo de deslocamento sintético ao observado.

Tendo em conta que esta metodologia é baseada no cruzamento de técnicas e de diferentes tipos de dados, também seria interessante esta dissertação ser considerada como ponto de partida para o estudo de algoritmos que permitem a inversão conjunta de dados geodésicos e sísmicos.

Nesta dissertação este tipo de metodologia foi aplicada com sucesso em sismos de elevada magnitude, onde ocorreram grandes deslocamentos na superfície terrestre, no entanto, seria interessante estudar a possibilidade de aplicar esta metodologia com os devidos ajustamentos e melhorias à realidade portuguesa, ou seja, sismos de pequena magnitude que geram pequenos deslocamentos na superfície. Este é um aspeto aliciante de ser estudado, tanto para a área científica da modelação por testar a precisão desses modelos, como para as técnicas geodésicas por esses deslocamentos serem tão pequenos que têm uma dimensão próxima da sensibilidade dessas técnicas geodésicas.



## 8. Referências

---

Aki, K. e Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods* (2 Volumes), Freeman and Company, San Francisco.

Ali, S. T., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M., McCann, W. R. (2008). Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophysical Journal International*, 174(3), 904-918.G.P.

Attema, Evert PW. The active microwave instrument on-board the ERS-1 satellite. *Proceedings of the IEEE* 79.6 (1991): 791-799.

Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M. A., Meghraoui, M. (2008). Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *Journal of Geophysical Research*, 113(B9), B09301.

Bakun, W. H., Flores, C. H., Uri, S. (2012). Significant earthquakes on the Enriquillo fault system, Hispaniola, 1500–2010: Implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 18-30.

Bamler, R. (1992). A comparison of range-Doppler and wavenumber domain SAR focusing algorithms. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 30.4 (1992): 706-713.

Belabbès, S., C. Wicks, Z. Çakir, e M. Meghraoui (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS, *J. Geophys. Res.*, 114, B03406, doi:10.1029/2008JB005912.

Ben-Menahem, A., S. J. Singh, e F. Solomon (1969). Static deformation of a spherical earth model by internal dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 813-853.

Ben-Menahem, A. e A. Gillon (1970). Crustal deformation by earthquakes and explosions, *Bull. Seism.*

Ben-Menahem, A., S. J. Singh, e F. Solomon (1970). Deformation of an homogeneous earth model by finite dislocations, *Rev. Geophys. Space Phys.* 8, 591-632.

Benhallou. H. (1985). Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. PhD thesis, USTHB, Alger. Pp. 294.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., e Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11), 2375-2383.

Beresnev, I. A. (2003). Uncertainties in finite-fault slip inversions: To what extent to believe? (a critical review). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6), 2445-2458.

Betti E. (1872). *Teoria dell'Elasticta* Nuovo Cimento Series II, VII and VIII

Bezzeghoud M., A. Deschamps, R. Madariaga, (1987). Broad Band modeling P-waves signals and spectra from digital stations. *International School of Applied Geophysics, Sixth Course on Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*, held March 14-23, 1987, Erice, Italy.

Bezzeghoud M., D. Dimitrov, J.C. Ruegg e K. Lammali, (1995). Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements. *Tectonophysics*, 249, 249-266.

Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebaï, A., Aït Messaoud, M., Mokrane, A., e Benhallou, H. (1996). Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of maximum observed intensities (MOI). *Avances en Geofisica y Geodesia*, 1, 107-114.

Bezzeghoud, M., e Bufo, E. (1999). Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW= 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW= 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW= 5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2), 359-372.

Borges, J.; Caldeira, B.; Bezzeghoud, M.; Santos, R. (2010). Source rupture process of the 12 January 2010 Port-au-Prince (Haiti, Mw7.0) earthquake. *European Geosciences Union (EGU)*. May 2010. Vienna, Austria.

Bos, A. G., S. Usai, e W. Spakman (2004). A joint analysis of GPS motions and InSAR to infer the coseismic surface deformation of the Izmit, Turkey earthquake, *Geophysical Journal International*, 158(3), 849-863, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02359.x.

Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium. *Geophysical Journal International*. 47.3: 515-530.

Bouhadad, Y., Nour, A., Slimani, A., Laouami, e N., Belhai, D. (2004). The Boumerdes (Algeria) earthquake of May 21, 2003 ( $M_w = 6.8$ ): Ground deformation and intensity. *Journal of seismology*, 8(4), 497-506.

Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., e Maouche, S. (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8:

relocation and aftershock sequence analysis. *Geophysical research letters*, 31(19), L19606.

Braunmiller, J., e F. Bernardi (2005). The 2003 Boumerdes, Algeria, earthquake; regional moment tensor analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06305, doi:10.1029/2004GL022038.

Brillinger, D. R., Udias, A. e Bolt, B. A., (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149-170.

Bufo E., M. Bezzeghoud, A. Udias e C. Pro, 2004. Seismic source in the Iberian-African plate boundary. *Pageoph*, 161, 3, 623 – 646

Bürgmann, R., G. Hilley, A. Ferretti, and F. Novali, (2006). Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay area from GPS and Permanent Scatterer InSAR analysis, *Geology*, 34, 221-224.

Burridge, R. e Knopoff, L. (1964). Body Force Equivalents for Seismic Dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1875—1888.

Çakir, Z., Akoglu, A.M., Belabbes, S., Ergintav, S., e Meghraoui, M. (2005). Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian Fault (western Turkey); rate and extent from InSAR: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 238, p. 225-234.

Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lépinay, B., Mann, P., Mattioli, G., e Jansma, P. (2002). Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 29(18), 3-1.

Calais, E., Ebinger, C. J., Hartnady, C., e Nocquet, J. M. (2006). Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 259, 9.

Calais, E., Freed, A., Mattioli, G., Amelung, F., Jónsson, S., Jansma, P., Momplaisir, R. (2010). Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. *Nature Geoscience*, 3(11), 794-799.

Caldeira B. (2005). Caracterização espaço-temporal da Fonte sísmica. Processos de rotura e directividade. Universidade de Évora, 282pp

Caldeira B., Bezzeghoud M e Borges JF, (2010). DIRDOP: a directivity approach to determining the seismic rupture velocity vector. *J Seismology*, 14, 565–600, DOI 10.1007/s10950-009-9183-x

Carrara, W. G., Goodman, R. S., e Majewski, R. M. (1995). Spotlight synthetic aperture radar: signal processing algorithms (pp. 203-243). Boston: Artech House.

Catita, C. (2007). Interferometria radar por satélite aplicada ao estudo da morfologia e da deformação da região Pico-Faial (Açores). Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa.

Chen, C. W., e Zebker, H. A. (2002). Phase unwrapping for large SAR interferograms: statistical segmentation and generalized network models. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(8), 1709-1719.

Chinnery, M. A. (1961). The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 51(3), 355-372.

Chinnery, M. A. e D. B. Jovanovich (1972). Effect of earth layering on earthquake displacement fields, Comminou, M. and J. Dundurs (1975). The angular dislocation in a half space, *J. Elasticity* 5, 203-216.

Chorowicz, J., e Sorlien, C. (1992). Oblique extensional tectonics in the Malawi Rift, Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 104(8), 1015-1023.

Chu, D., e Gordon, R. G. (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge. *Nature*, 398(6722), 64-67.

Copley, A., Hollingsworth, J., e Bergman, E. (2012). Constraints on fault and lithosphere rheology from the coseismic slip and postseismic afterslip of the 2006 Mw7.0 Mozambique earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B3). doi:10.1029/2011JB008580

Curlander, J. C., e McDonough, R. N. (1991). Synthetic aperture radar: systems and signal processing (Vol. 199, No. 1). New York: Wiley.

Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P., e Salichon, J. (2002). Joint inversion of InSAR, GPS, teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit mainshock. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 278-299.

Delouis, B., M. Valle'e, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lamalli, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, e A. Yelles (2004). Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J. P., Gaullier, V., e Dan, G. (2005). Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(4).

Dixon, T. H., Farina, F., DeMets, C., Jansma, P., Mann, P., e Calais, E. (1998). Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary

zone deformation from a decade of GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 103(B7), 15157-15182. Referências

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., e Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

Feitio, P. C., Hurukawa, N., e Yokoi, T. (2009). RELOCATION OF THE MACHAZE AND LACERDA EARTHQUAKES IN MOZAMBIQUE AND THE RUPTURE PROCESS OF THE 2006 Mw7. 0 MACHAZE EARTHQUAKE. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 43, 19-24.

Fenton, C. H., e Bommer, J. J. (2006). The Mw7 Machaze, Mozambique, earthquake of 23 February 2006. *Seismological Research Letters*, 77(4), 426-439.

Ferretti, A., Prati, C, Rocca, F., (2000). Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 5, pp2202-2212.

Fialko, Y (2009). Study of Postseismic Deformation due to the 2006 Mw 7.0 Mozambique (East Africa) Earthquake Using ALOS-PALSAR Data. 3rd ALOS PI meeting, Keauhou, Nov. 10, 2009.

Foster, A. N., e Jackson, J. A. (1998). Source parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and regional kinematics. *Geophysical Journal International*, 134(2), 422-448.

Franceschitti, G., e Lanari, R. (1999). Synthetic aperture radar processing. CRC press.

Gabriel, A. K., e Goldstein, M.R. (1988). Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B. *International Journal of Remote Sensing* 9.5 857-872.

Gabriel, A. K., e Goldstein, M. R. (1989). Mapping Small Elevation Changes Over Large Areas: Differential Radar Interferometry. *Jour. Geophys. Re.* vol. 94. No B7, pp9183-9191.

Gatelli, F., et al. (1994). The wavenumber shift in SAR interferometry. *Geoscience and Remote Sensing*, *IEEE Transactions on* 32.4, 855-865.

Gens, R., e Van Genderen J. L. (1996). Review Article SAR interferometry—issues, techniques, applications. *International Journal of Remote Sensing* 17.10 1803-1835.

Ghiglia, Dennis C., e Mark D. Pritt. (1998). Two-dimensional phase unwrapping: theory, algorithms, and software. New York: Wiley, 1998.

Gilbert, G. K. (1909). Earthquake forecasts. *Science* XXIX, 121-138.

- Goldstein, R. M., Zebker, H.A., e Werner, C.L., 1988. Satellite radar interferometry—two-dimensional phase unwrapping: *Radio Science*, v. 23, p. 713–720
- Goldstein, R. M., e Werner, C. L. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21), 4035-4038.
- Graham, L.C. (1974). Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE* 62.6, 763-768.
- Gutenberg, B., e Richter, C. F. (1954). *Seismicity of the Earth*, 310 pp.
- Hanssen, Ramon F. (2001). *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*. Vol. 2. Springer, 2001.
- Hanssen, R., e Bamler R. (1999) "Evaluation of interpolation kernels for SAR interferometry." *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 37.1: 318-321.
- Hartzell, S. H. (1978). Earthquake Aftershocks as Green's Functions, *Geophys. Res. Lett.* 53, 1425—1436.
- Hartzell, S. H., e Heaton, T. H. (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A), 1553-1583.
- Hartzell, S. H., Frazier, G. A., e Brune, J. N. (1978). Earthquake modeling in a homogeneous half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(2), 301-316.
- Hashimoto, M., Fukushima, Y., e Fukahata, Y. (2011). Fan-delta uplift and mountain subsidence during the Haiti 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, 4(4), 255-259.
- Hashimoto, M., Fukushima, Y., e Ozawa, T. (2007). Coseismic and postseismic displacements from the Mozambique earthquake of 22 February 2006 detected by InSAR. *Proceedings of 'FRINGE2007*, 26-30.
- HASKELL, Norman A. (1962) Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research*, 67.12: 4751-4768.
- Hayes, G. P., Briggs, R. W., Sladen, A., Fielding, E. J., Prentice, C., Hudnut, K., e Simons, M. (2010). Complex rupture during the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Nature Geoscience*, 3(11), 800-805.
- Heaton, T.H., (1982). The 1971 San Fernando earthquake; a double event: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 72, no. 6, p. 2037-2062
- Hée, A. (1950). Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911. *Ann. de l'IPG de Strasbourg*, VI, Strasbourg, pp. 41–49.

Helmberger, D. V. (1974). Generalized ray theory for shear dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(1), 45-64.

Henderson, Floyd M., and Anthony J. Lewis. Principles and applications of imaging radar. *Manual of remote sensing*, volume 2. John Wiley and sons, 1998.

Hernandez, B., Shapiro, N. M., Singh, S., Pacheco, J., Cotton, F., Campillo, M., Iglesias, A., Cruz, V., Gómez, J. e Alcántara, L. (2001). Rupture History of September 30, 1999 Interplate Earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from Inversion of Strong-Motion Data, *Geophys. Res. Lett.* 28, 363-366.

Hook, R. (1668) “Lectures and Discourse in Earthquakes and Subterranean Eruptions”, given to the Royal Society in 1667 and 1668

Hooper, A. J. (2006). Persistent scatter radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation. PhD Thesis.

Horner-Johnson, B. C., Gordon, R. G., Cowles, S. M., e Argus, D. F. (2005). The angular velocity of Nubia relative to Somalia and the location of the Nubia–Somalia–Antarctica triple junction. *Geophysical Journal International*, 162(1), 221-238.

Ihmlé, P. F. (1998). On the Interpretation of Subevents in Teleseismic Waveforms: The 1994 Bolivia Deep Earthquake Revisited, *J. Geophy. Res.* 103, 17919-17932.

Ishii, H. e A. Takagi (1967a). Theoretical study on the crustal movements. Part I. The influence of surface topography (two-dimensional SH-torque source), *Sci. Rep. Tohoku Univ., Serv. 5, Geophys.*

Ishii, H. e A. Takagi (1967b). Theoretical study on the crustal movements. Part II. The influence of horizontal discontinuity, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.* 19, 95-106.

Jovanovich, D. B., M. I. Hussein, e M. A. Chinnery (1974a). Elastic dislocations in a layered half-space. I. Basic theory and numerical methods, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 39, 205-217.

Jovanovich, D. B., M. I. Hussein, e M. A. Chinnery (1974b). Elastic dislocations in a layered half-space. II. The point source, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 39, 219-239.

Just, D., e Bamler, R. (1994). Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar. *Applied optics* 33.20 ,4361-4368.

Kampes, B. M. (2005). Delft Object-oriented Interferometric Software (DORIS).

Kikuchi, M., e Kanamori, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(2), 491-506.

Kikuchi, M., e Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(6), 2335-2350.

Kikuchi, M., e Kanamori, H. (2003). Note on teleseismic body-wave inversion program. Earthquake Research Institute, Tokyo University, Japan. Online at <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI>.

Kennett, B. L. N. (1983). Seismic wave propagation in stratified media.

Koller, M.G., Lachet C., e Fourmaintraux, D. (1996): "Seismic hazard assessment with the aid of empirical green's functions". Elsevier Science. No. 724, ISBN:0.08.042822.2

Knopoff, L., e Gilbert, F. (1960). First motions from seismic sources. Bulletin of the Seismological Society of America, 50(1), 117-134.

Langston, C. (1978). The February 9, 1971 San Fernando Earthquake: A Study of Source Finiteness in Teleseismic Body Waves, Bul l. Seism. Soc. Am. 68, 1—29.

Lin, Qian, John F. Vesecky, e Howard A. Zebker. (1992). New approaches in interferometric SAR data processing. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on 30.3. 560-567.

Mann, P., Calais, E., Ruegg, J. C., DeMets, C., Jansma, P. E., e Mattioli, G. S. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonics, 21(6), 1057.

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature. 364: 138-142.

Massonnet, D. e Feigl, K.L. (1995). Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M= 6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993." Geophysical research letters 22.12: 1541-1544.

Massonnet, D., e Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Reviews of geophysics, 36(4), 441-500.

Matsu'ura, M. e R. Sato (1975). Static deformation due to the fault spreading over several layers in a multi-layered medium. Part II. Strain and tilt, J. Phys. Earth 23, 1-29.

McGinley, J. R. (1969). A comparison of observed permanent tilts and strains due to earthquakes with those calculated from displacement dislocations in elastic earth models, Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.

McHugh, S. e M. Johnston (1977). Surface shear stress, strain and shear displacement for screw dislocations in a vertical slab with shear modulus contrast, Geophys. J. R. Astr. Soc. 49, 715-722.



Meghraoui, M., S.Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad, F. Benhamouda (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the  $M_w = 6.8$  Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.

Melvin, William L. (2004). A stap overview. *Aerospace and Electronic Systems Magazine*, IEEE 19.1 (2004): 19-35.

Meng, L., Ampuero, J. P., Sladen, A., e Rendon, H. (2012). High-resolution backprojection at regional distance: Application to the Haiti M7.0 earthquake and comparisons with finite source studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B4).

Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Klingelhoefer, F., Mazabraud, Y., Delouis, B., Clouard, V., e St-Louis, M. (2011). The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. *Geophysical Research Letters*, 38(22). doi:10.1029/2011GL049799 (2011).

Mokrane A., A. Ait Messaoud, A Sebai., N Menia., A Ayadi., M. Bezzeghoud, (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Bezzeghoud M. et Benhallou H. (eds). Publication du CRAAG, Alger-Bouzaréah, pp. 277.

Nettles, M., e Hjörleifsdóttir, V. (2010). Earthquake source parameters for the 2010 January Haiti main shock and aftershock sequence. *Geophysical Journal International*, 183(1), 375-380.

Niewiadom-ski, J. and K. Rybicki (1984). The stress field induced by antiplane shear cracks. J Application to earthquake study, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 59, 67-81.

Okada, Yoshimitsu. (1985). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992, 82.2: 1018-1040.

Okada, Yoshimitsu. (1992). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 1985, 75.4: 1135-1154.

Pounder, E. (1980) A SEASAT report. Volume 1: Program summary[Final Report].

Prati, C., e F. Rocca. (1990). Limits to the resolution of elevation maps from stereo SAR images. *Title REMOTE SENSING* 11.12 (1990): 2215-2235.

Press, F. (1965). Displacements, strains and tilts at tele-seismic distances, *J. Geophys. Res.* 70, 2395-

Price, Evelyn J., e David T. Sandwell. (1998). Small-scale deformations associated with the 1992 Landers, California, earthquake mapped by synthetic aperture

radar interferometry phase gradients. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 103.B11 (1998): 27001-27016.

Pritchard, M. E., et al. (2002). Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw= 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International* 150.2 (2002): 362-376.

Raucoules, D., Ristori, B., De Michele, M., e Briole, P. (2010). Surface displacement of the Mw7.0 Machaze earthquake (Mozambique): Complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modelling. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2211-2218.

Reid, H. F., (1911). The mechanism of the earthquake in the California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission, Vol. 2. Washington, DC, Carnegie Institution, pp. 1-192.

Rongved, L. e J. T. Frasier (1958). Displacement discontinuity in the elastic half-space, *J. Appl. Mech.*

Rosen, Paul A., et al. (2000). Synthetic aperture radar interferometry." *Proceedings of the IEEE* 88.3: 333-382.

Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., e Simons, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(5), 47-47.

Rosen, Paul. (2012). Short Course: Introduction of InSAR. UNAVCO. Boulder. Denver. USA. August 2012.

Roussel, J., 1973, L'activité sismique en Algérie de 1951–1970 inclus. Extrait du *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, t. 64, 3 et 4, 185–210.

Rybicki, K. (1971). The elastic residual field of a very long strike slip fault in the presence of a discontinuity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 79-92.

Rybicki, K. e K. Kasahara (1977). A strike-slip fault in a laterally inhomogeneous medium, *Tectono*.

Rybicki, K. (1978). Static deformation of a laterally inhomogeneous half-space by a two-dimensional strike-slip fault, *J. Phys. Earth* 26, 351-366.

Sahal, A., Roger, J., Allgeyer, S., Lemaire, B., Hébert, H., Schindelé, F., & Lavigne, F. (2009). The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1823-1834.

Sambridge, M. (1999). Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm I: Searchin Parameter Space, *Geophys. J. Int* 138, 479—494.

Sandwell, David T., e Evelyn J. Price. (1998). Phase gradient approach to stacking interferograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 103.B12 (1998): 30183-30204.

Santos, R., Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. (2011). DETERMINAÇÃO DO CAMPO DE DEFORMAÇÃO SISMICA POR INTERFEROMETRIA DE RADAR (INSAR):EXEMPLOS. Fifth Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora.

Santos, R., Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. ( 2013a). Estudo da fonte do sismo do Haiti de 12 de Janeiro de 2010 a partir da combinação de dados sísmicos e geodésicos. Workshop em Ciências da Terra e do Espaço. Programa Doutoral em Ciências da Terra e do Espaço. Livro de Atas. Universidade de Évora. ISBN:978-989-98196-2-7

Santos, R., Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. ( 2013b). Analysis of seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7.0) inferred from seismic and geodetic (SAR) data” no 8º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG/14º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia, realizada na Ericeira.

Santos, R., Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. (2013c) "Seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7.0) inferred from seismic and SAR data". European Geosciences Union (EGU). 2013. Vienna, Austria.

Santos, R., Caldeira, B., Bezzeghoud, M. e Borges, J. (2013d). Study of the Zemmouri-Boumerdès earthquake of May 21ST, 2003 – from Tele-seismic and SAR data. 6th PGUE, Estremoz, 4-8 outubro de 2013.

Santos R.; Caldeira B.; Bezzeghoud M.; e Borges J.(2014a). "Seismic rupture process of the 2006 Mozambique Earthquake Mw 7.0 inferred from seismic and SAR data". 8ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. Évora. Portugal. ISBN:978-989-98836-0-4.

Santos R., Caldeira B., Bezzeghoud M. e Borges J.(2014b). Study of the Zemmouri-Boumerdès earthquake of May 21ST, 2003 – from Tele-seismic and SAR data. WORKSHOP ON EARTHQUAKE EARLY WARNING SYSTEM: APPLICATIONS TO THE IBERO-MAGHREBIAN REGION. Madrid. Spain.

Santos R.; Caldeira B.; Bezzeghoud M. e Borges J.(2014c). Study of the Zemmouri-Boumerdès earthquake of May 21ST, 2003 – from Tele-seismic and SAR data. EGU2014, Viena. (Aceite).

Sato, R. (1971). Crustal deformation due to dislocation in a multi-layered medium, *J. Phys. Earth* 19.

Sato, R. (1974). Static deformations in an obliquely layered medium. Part I. Strike-slip fault, J. Phys.

Sato, R. e M. Matsu'ura (1973). Static deformations due to the fault spreading over several layers in a multi-layered medium. Part I. Displacement, J. Phys. Earth 21,227-249.

Sato, R. e T. Yamashita (1975). Static deformations in an obliquely layered medium. Part II. Dip-slip

Sato, K e J. Mori. (2001) Estimating source parameters of the earthquake swarm in the Hida mountains region, central Japan, using near-field waveforms, Geophys. Res. Lett.,28,1655-1658, 2001.

Savage, J. C., e Hastie, L. M. (1966). Surface deformation associated with dip-slip faulting. Journal of Geophysical Research, 71(20), 4897-4904.

Segall, P. e McTigue, D. F. (1984). Vertical displacements from a dip slip fault beneath surface topography, Abstract Chapman Conference on Vertical Crustal Motion: Measurement and Modeling,

Semmane, F., Campillo, M., e Cotton, F. (2005). Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. Geophysical research letters, 32(1).

Showstack, Randy. (1997). Radarsat survey provides accurate map of Antarctica."Eos, Transactions American Geophysical Union 78.42 (1997): 461-462.

Singh, S. J. (1970). Static deformation of a multilayered half-space by internal sources, J. Geophys. Res.

Smylie, D. E. e L. Mansinha (1971). The elasticity theory of dislocations in real earth models and changes in the rotation of the earth, Geophys. J. R. Astr. Soc. 23, 329-354.

Stamps, D. S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J. M., Ebinger, C. J., Fernandes, R. M. (2008). A kinematic model for the East African Rift. Geophysical research letters, 35(5), L05304.

Stein S. E Michael Wyssession (2009). An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Backwell Publishing ISBN-13: 978-0865420786

Steketee, J. A. (1958). On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. Canadian Journal of Physics, 36(2), 192-205.

Takemoto, S. (1981). Effects of local inhomogeneities on tidal strain measurements, Bull. Disas. Prey.

Vail, J. R. (1968). The southern extension of the East African Rift System and related igneous activity. *Geologische Rundschau*, 57(2), 601-614.

Volterra, V. Sur l'équilibre des corps élastiques multiples connexes. In: *Annales scientifiques de l'Ecole Normale supérieure*. Société mathématique de France, 1907. p. 401-517.

Wang, R., Martin, F. e Roth F., (2003). Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust - FORTRAN programs EDGRN/EDCMP. *Computers & Geosciences* 29, 195-207, 2003.

Wiley, C. (1954). Pulsed Doppler Radar Method and Means. US Patent, (3.196), 436.

Wright, T. J., Parsons, B., England, P. C., Fielding, E. J. (2004). InSAR observations of low slip rates on the major faults of western Tibet. *Science*, 305(5681), 236-239.

Yahia Ouahmed, A. (1997). Analyse sismologique des séismes récents du Sahel d'Alger, Thèse de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Algiers, pp. 178.

Yang, Z., e Chen, W. P. (2008). Mozambique earthquake sequence of 2006: High-angle normal faulting in southern Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 113(B12).

Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E., e Briole, P. (2004). Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw= 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophysical research letters*, 31(13).

Zebker, H. A., e Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 30.5: 950-959.

Zebker, H. A., e Goldstein, R. M. (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 91.B5: 4993-4999.

Zebker, H. A., et al. Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 32.4 (1994b): 823-836.

Zhang, L., J. Wu, L. Ge, X. Ding, e Y. Chen. (2008). Determining fault slip distribution of the Chi-Chi Taiwan earthquake with GPS and InSAR data using triangular dislocation elements, *Journal of Geodynamics*, 45(4-5), 163-168,

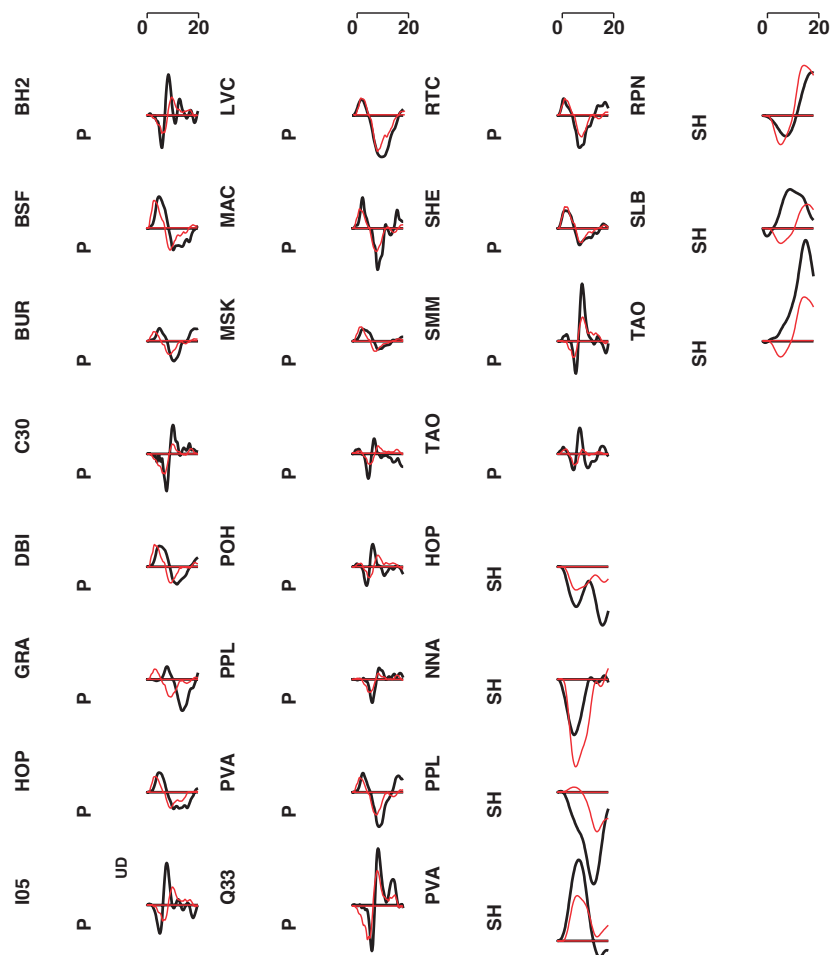
Zhenfang, L. et al. (2006). Image autocoregistration and InSAR interferogram estimation using joint subspace projection. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 44.2: 288-297.

# Anexos

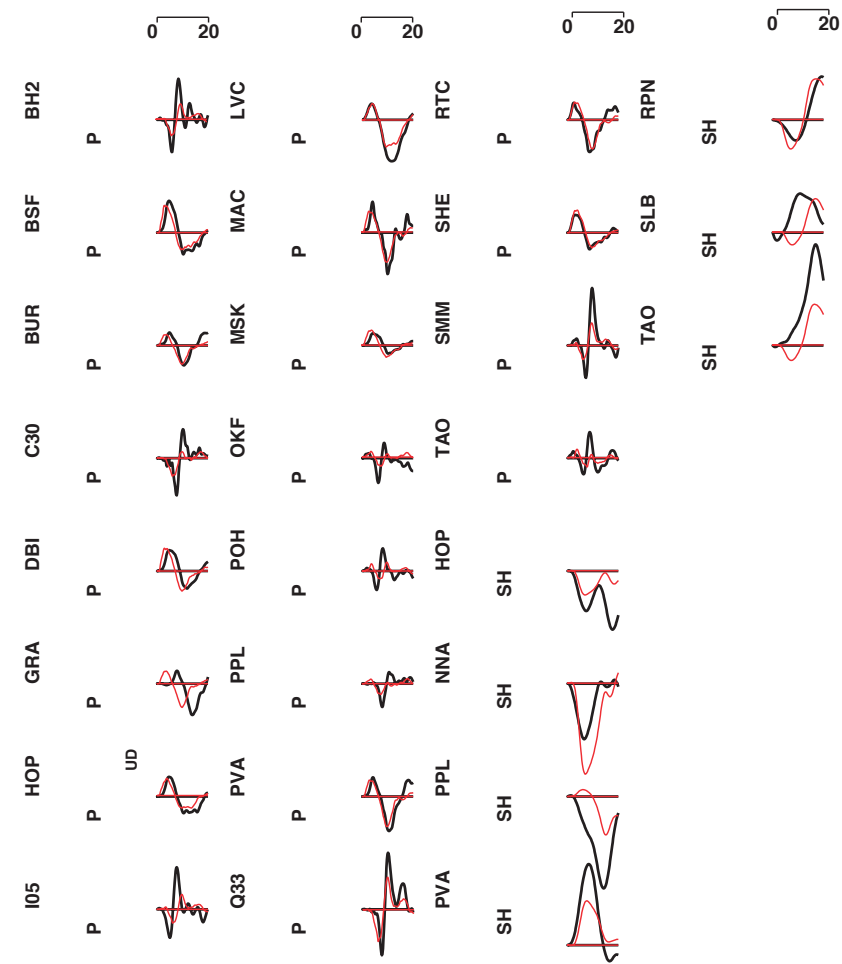
## Anexo A – Ajustamento entre os sismogramas sintéticos e observados

Sismograma sintético representado pela cor vermelha e o sismograma observado pela cor preta.

Solução 1 - Nettles e Hjörleifsdóttir, 2010.

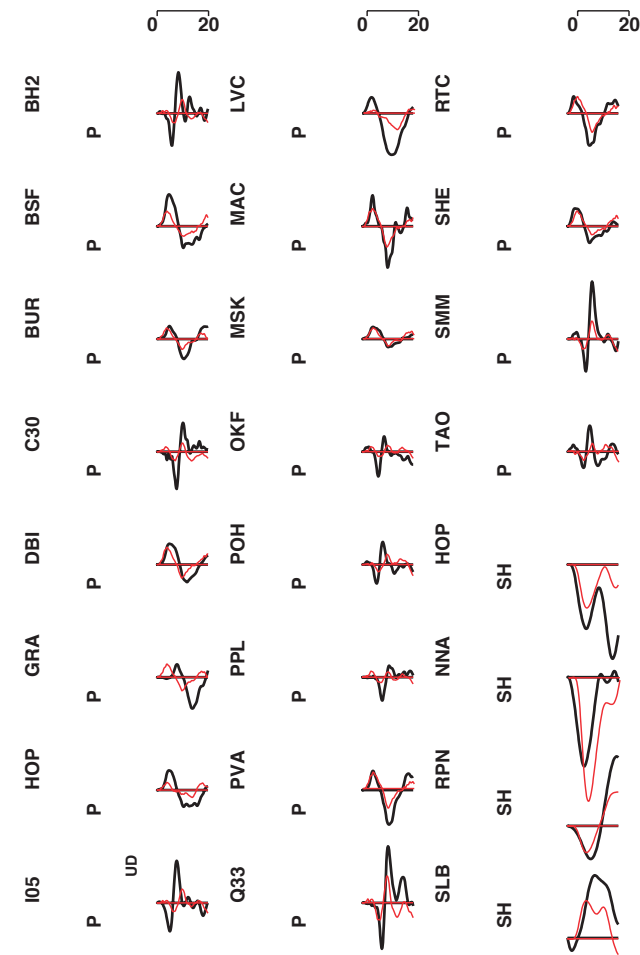


Solução 2 – Calais et al., 2010.

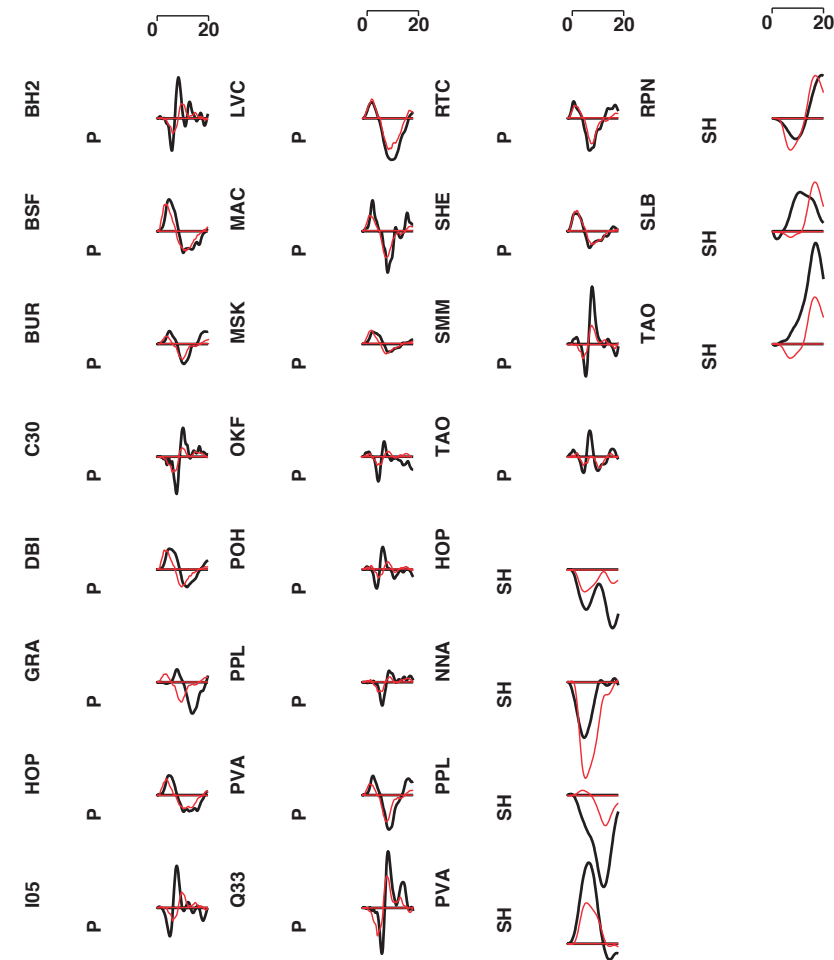




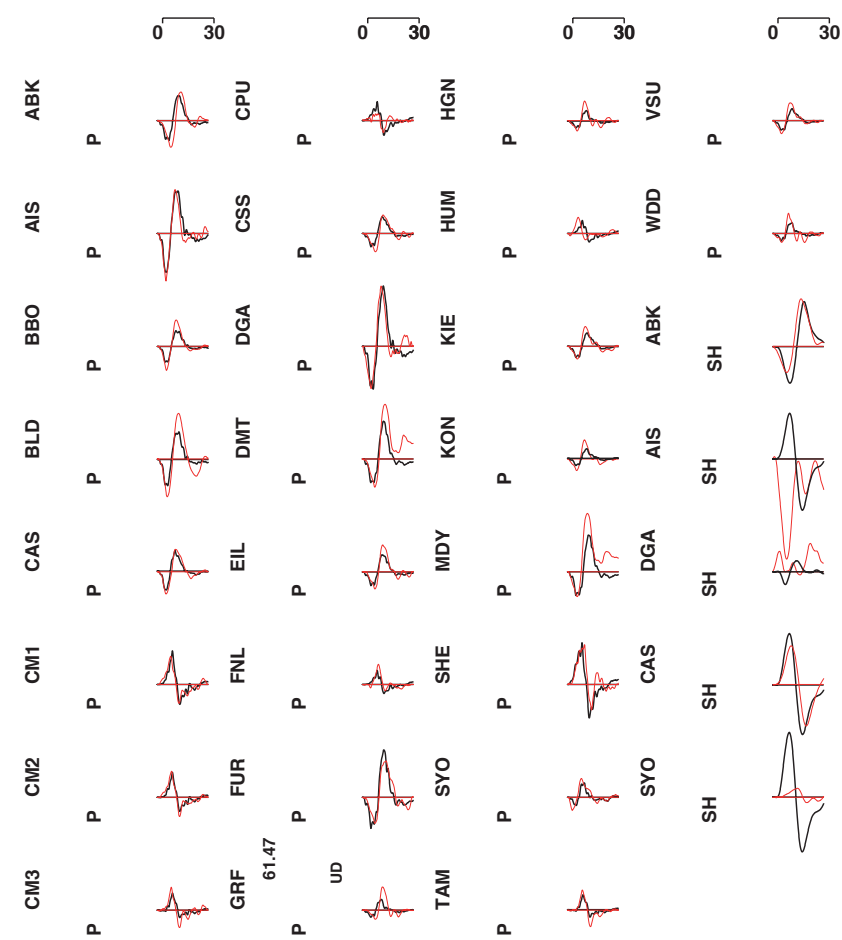
Solução 3 – Hashimoto et al., 2011



Solução 4 – Mercier de Lépinay et al., 2011

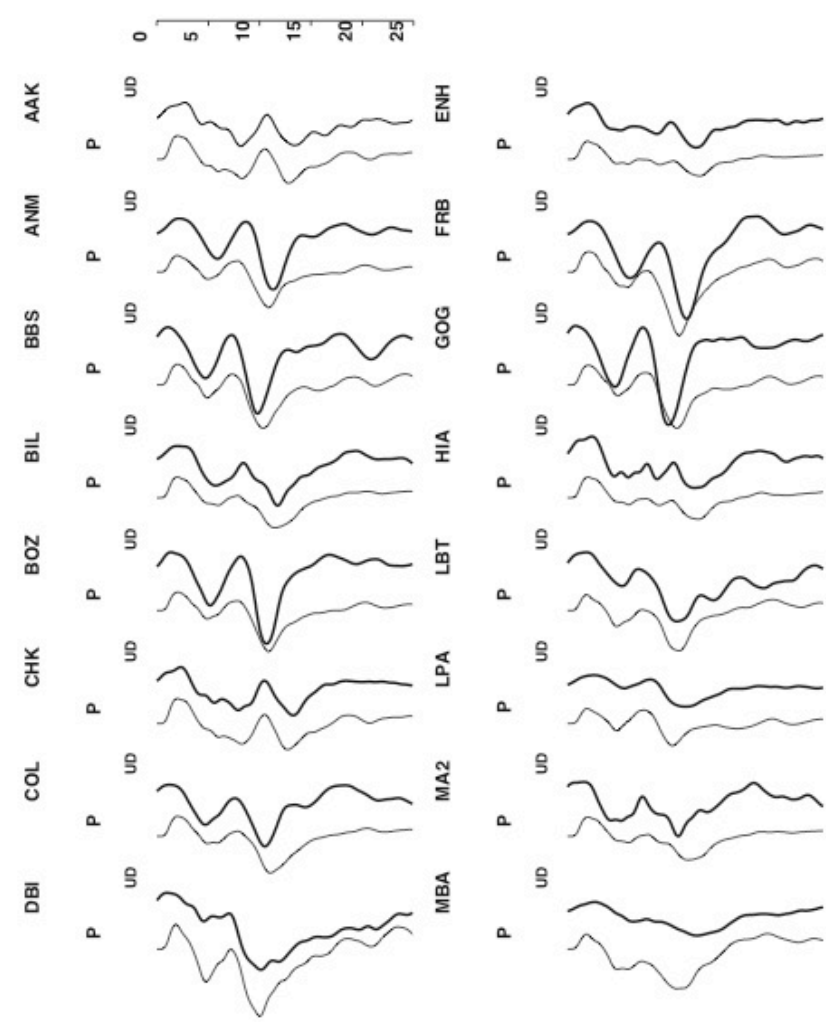


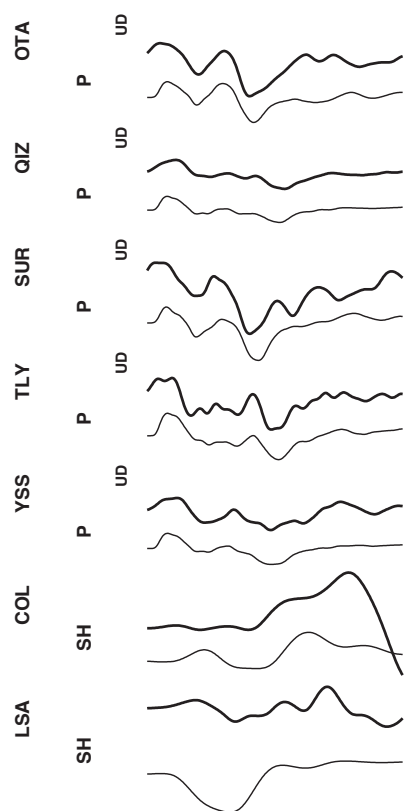
Anexo B – Moçambique: sismogramas sintéticos e observados do modelo apresentado na dissertação



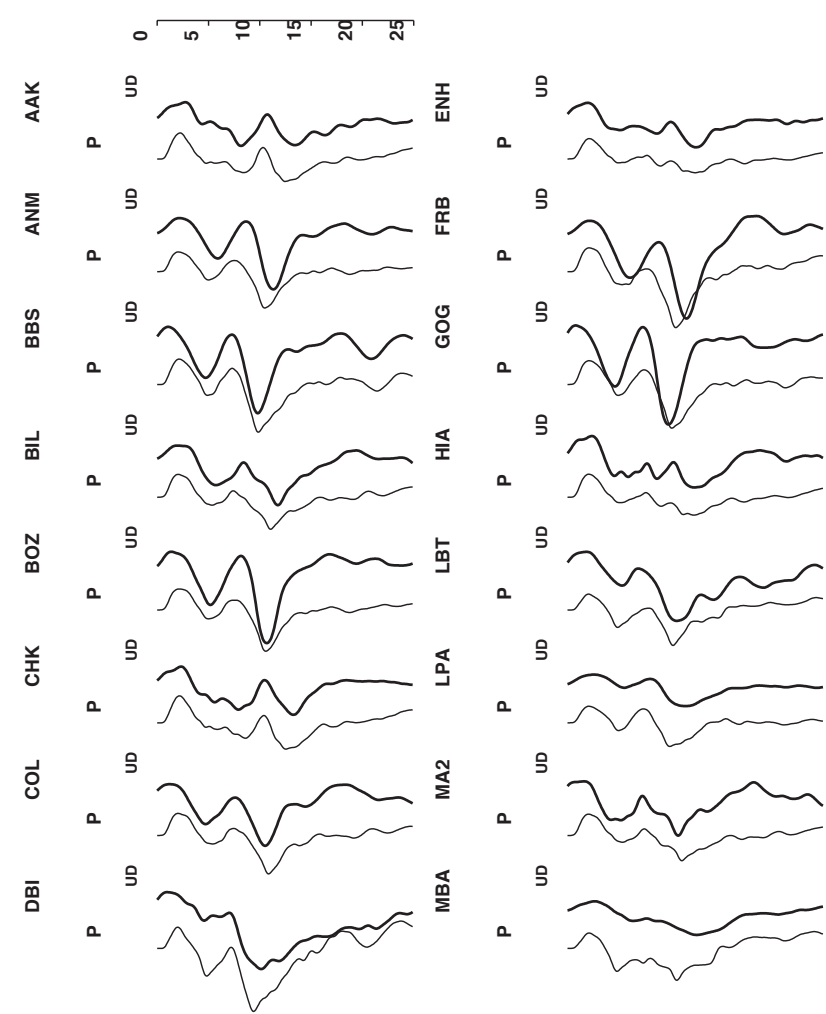
Anexo C – Argélia: sismogramas sintéticos e observados

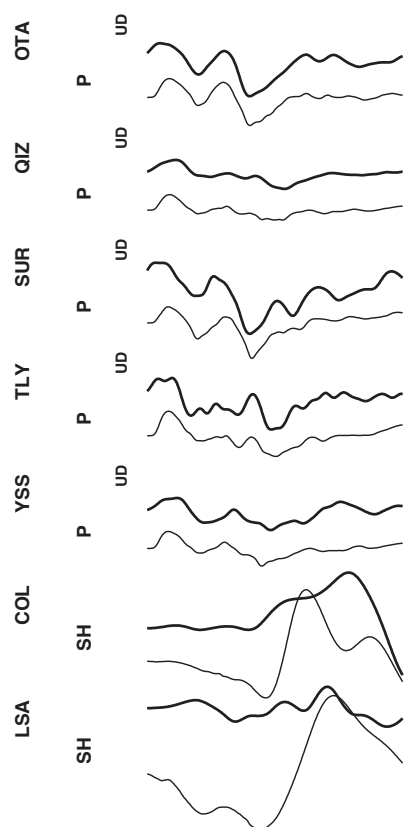
Modelo 1 – plano inclinado para sul.





Modelo 2 – plano inclinado para norte







---

**Contactos:**

Universidade de Évora

**Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA**

Palácio do Vimioso | Largo Marquês de Marialva, Apart. 94

7002-554 Évora | Portugal

Tel: (+351) 266 706 581

Fax: (+351) 266 744 677

email: [iifa@uevora.pt](mailto:iifa@uevora.pt)